高等学校试用教材

地震地层学解释基础

编著 徐怀大
王世凤
陈开远

中国地质大学出版社

地震地层学解释基础

徐怀大　王世凤　陈开远　编著

中国地质大学出版社



地震地层学解释基础

徐怀大　王世凤　陈开远　编著

责任编辑　耿小云　蔡樨芬

责任校对　熊华珍

中国地质大学出版社出版

（武汉市喻家山　430074）

中国地质大学出版社印刷厂印刷　湖北省新华书店经销

开本 787×1092 1/16　印张 11.75　插页3　字数 298千字

1990年8月第1版　　1990年8月第1次印刷

印数1—2000册

ISBN 7-5625-0457-1/P·151

定价：2.80 元

序

当代地球科学的发展，明显地表现出全球性和综合性的特点。它要求使用各种现代科学技术的最新成就，并使各个学科紧密结合起来，深入认识，特别是求得规律性的认识。

近三十年来，反射地震勘探的仪器设备，从光点记录，经过模拟磁带记录，发展到数字磁带记录，并利用瞬时浮点增益，可以无畸变地将反射纵波记录下来。野外观测方法中，广泛使用共深点(common depth point)技术采集，使有效信号得到极大的加强。利用电子计算机对反射地震资料的处理，使用包括反褶积(deconvolution)在内的各种数字滤波，可以将未畸变的反射地震信息显示出来。从而，反射地震勘探的发展已经跨进了一个新的阶段，即用来进行地质解释的信息，不再单纯是研究构造的运动地震学参数，同时还应利用与地层或岩性有关的动力地震学参数。

长期以来，反射地震勘探只能使用运动学参数(时间)研究地下岩层的结构形态，尽管这样已经为油气勘探作出了许多贡献。现在的技术进步能够提供弹性波传播的频率、振幅、相位等多种动力学参数，而这些地震信息都是与地层的物理性质或岩性紧密相关的。例如，瞬时浮点数字地震仪记录下来的反射地震波波形的变化，显示出地下沉积相的不同，从而可以用来判断沉积环境。再如，反射地震波的振幅异常，表示地下反射界面具有巨大的波阻抗差异，其中包括物质相态的不同，甚至可能反映出烃类的存在。此外，反射地震资料与各种测井曲线的相互补充，相互印证，可能给出岩石的某些物理性质，甚至算出其孔隙度和渗透率。

现代的地层学，已经从岩性的描述，进入对其成因的追溯与分析，而沉积模式的研究以及沉积体的成因解释，则导致层序地层学的发展，特别是与全球海平面变化有关的沉积体系的建立。

油气勘探与构造和地层的关系都十分密切，一般地说，油气勘探有三个层次的任务需要解决。首先是沉积盆地研究，即根据对其构造演化，沉积发育和油气成熟的认识，作出沉积盆地含油气性评价。重力、磁力和反射地震运动学参数的综合分析为构造演化史提供有力的依据；现代反射资料的地震地层学研究，能为某些地质时期的沉积相、沉积环境作出判断；地球化学分析，能为油气的成分及其成熟程度提供确凿的佐证。其次是圈闭的研究。大量勘探实例证明，背斜和断块往往形成良好的储油构造，但如果油气的生成及其运移与构造形成时期不相匹配，则很可能使钻探落空。然而，沉积环境给出，生物礁、底辟(盐丘与泥火山)、以及其它隐伏沉积体，如河道沙、三角洲等，可能更有利于油气的聚集，特别是在中、古生界碳酸盐岩分布的地区内。因此，圈闭类型的研究必须与沉积史的分析紧密结合起来。第三，储集层研究。在中国，高压低孔渗的储集层比比皆是，而将油气的聚集寄托在裂隙系统，则无疑将增加勘探工作的难度，或者要求打更多的钻井。这里，利用烃类指示技术，更重要的是通过地震地层学研究，对岩性提供分析依据，将会指导勘探活动并取得良好的经济效益。

总之，地震地层学极大地丰富了反射地震勘探的资料解释，使反射地震信息与地层、岩性紧密结合起来，为油气勘探提供了新的认识，思路和依据，有力地促进了油气勘探向纵深

的发展。

徐怀大等同志编著的《地震地层学解释基础》，系统而全面地论述了有关地震地层学的基本问题，其中包括地震层序划分、海平面升降、地震相分析，以及地震勘探中与油气有关的技术方法及其解释。作者占有大量的实际资料，思路清晰、观点明确，并以全球性和综合性贯串全书，目标是为油气普查勘探服务。此书的出版必将推动地质与地球物理的进一步结合，使反射地震资料解释深入发展，同时也必将丰富地层学的内容，为寻找大油气田作出贡献。因此，是值得向读者推荐的新书。

刘光鼎

1988.3.29

目　录

第一章　绪论 …… (1)
第二章　层序地层学与地震层序划分 …… (5)
一、前言 …… (5)
二、层序地层学 …… (5)
三、地震反射界面的意义 …… (13)
四、地震层序的划分 …… (15)
五、海平面升降周期分析与海平面升降曲线的编制 …… (19)
六、海平面升降分析中的校正 …… (22)
第三章　地震相分析 …… (28)
一、地震相的概念和地震相分析的基础 …… (28)
二、地震相划分标志 …… (30)
三、地震相分析 …… (36)
四、碎屑岩沉积体的地震特征 …… (40)
五、碳酸盐岩地震相分析 …… (52)
第四章　地震模型、分辨率和地震属性分析 …… (64)
一、正演模型 …… (64)
二、反演模型 …… (77)
三、地震资料的垂直分辨率和薄层分析 …… (83)
四、水平分辨率 …… (92)
第五章　地震波传播速度分析 …… (98)
一、地震波的传播速度及其影响因素 …… (98)
二、常用的速度概念及其提取方法 …… (107)
三、速度研究的误差分析 …… (112)
四、速度应用——岩性预测 …… (118)
五、速度分析的其它应用 …… (124)
第六章　三维地震资料解释 …… (134)
一、基本原理 …… (134)
二、三维地震资料的地层学解释 …… (141)
第七章　地震油气检测技术 …… (146)
一、经典的油气检测方法 …… (146)
二、近代油气检测方法 …… (153)
三、地震波传播速度参数在油气检测中的作用 …… (170)
主要参考文献 …… (178)

第一章 绪 论

地质学已经诞生近200年。它的诞生起源于人们对成层沉积岩的观察，并从而产生地质学的核心——地层学。古生物学、构造地质学、岩石学、矿物学、地球化学、地球物理学、矿床学以及种种为找寻矿产资源或者为解决国计民生中重大课题的应用科学（如测井、勘探地球物理学等），就是在这个古老的地层学的基础上派生出来的。20世纪以来，地球科学发生了翻天覆地的变化。然而早年毕业的大学生们还会记得，地层学是相当乏味的。它的中心任务是按照业已成文的地层术语规范，机械地对地层进行描述、对比、划分、作图。无数的地区性命名，大量的地方性运动，把长于记忆的学生搞得疲惫不堪，甚至一些地层的命名人，在经过一段的闲置后，对自己的命名也感到生疏。地层学实际上处于停滞状态。少数地层学家甚至宁愿说自己是沉积学家。然而，在过去的20多年间，地层学发生了根本性的变革。部分地层学家会同沉积学家，开始冲破了单纯的文牍式地描述地层的旧习，致力于研究地层的成因。结果发现，现今看到的基本地层单位，都是由一些三角洲、扇体、河道、碳酸盐岩台地、礁、滩、沼泽、潮坪等沉积体组成的。它们在空间上，组合成有一定规律的沉积体系，这些沉积体系又组合成有一定分布规律的体系域。地层层序就是由一定类型的体系域构成的。而在纵向上，地层层序又以某种周期性的方式重复叠置着，象框架与砖石一样，构筑成完整的地层记录。这些最新研究成果不但把地层学从描述阶段推向成因地层学的新高度，而且为深入探索油气以及其它与沉积现象有关的金属非金属矿产的分布规律开辟了新的途径。

地层学的发展与地震勘探技术的进步及计算机的广泛应用分不开。通过数字检波器，非线性扫描，多次覆盖，及褶积、偏移、子波处理、复数变换、电测井等名目繁多的处理过程显示出的黑白和彩色剖面和水平切片，已经不再是单纯地用于构造地质解释了。人们从地震反射同相轴的空间形态和几何关系，从弯弯曲曲的地震迹线中，看到了丰富的地层现象和岩性变化。象X光的发现对医学的影响一样，地震勘探理论与技术的进步，给了地质人员一个透视地下的有力工具。而地震地层学就是地震勘探的高技术和成因地层学的近代理论相结合的产物。它是利用反射地震资料对地下地层和沉积现象进行解释的科学。

地震地层学这个名称是1975年在美国召开的石油地质家协会（AAPG）召开的地震地层学研讨会上定下来的。它和生物地层学、古地磁地层学、同位素地层学、事件地层学等一样，属于地层学的一个分支。依1972年国际地层划分、术语和用法报告汇编(H.D.Hedberg,1972)所下定义："地层学源于拉丁文Stratum和希腊文graphia，是地层的描述科学，涉及在正常顺序下，岩层（和其它共生岩体）的形状、排列、分布、年代顺序、划分以及有关岩石可以具有的任一或全部特征，成分和性质的关系。包括成因、组成、环境、年代、历史、与生物进化的关系以及不可胜数的其它岩层特征。所有的岩石类型——岩浆岩、变质岩以及沉积岩都属于地层学和地层划分的总范畴。某些非层状的岩体，因为与岩层伴生或关系密切，也置于地层学下考察。"因此，地震地层学也就是通过地震资料，在它的能力范围内、独立的或者与其它学科结合，解决上述问题。然而，正如前面所讲的那样，尽管1972年的"地层划分、术语和用法指南"较过去的"指南"有了很大进步，但是在摆脱描述性、强调成因单位方面，

还有商榷的余地。

关于地震地层学的研究范围和命名，国内外有着不同的意见。有人提出采用“石油地震地质学”这一命名（石油地震地质，1985，No.1），把地震地层学的研究范围缩小到“石油和天然气的资源勘探”，而研究的广度又扩大到构造、生油、资源评价等等方面。国内广为流行的不成文叫法是把区域性地震地层学研究称之为“区域地震地层学”，也有个别人称之为“地层地震学”，以强调地震的重要性。近年来，地震地层学的创始人之一Vail，致力于研究中显生宙以来全球统一的地层划分，提出“层序地层学”(sequence stratigraphy)一词，它是区域地震地层学的一个组成部分。在利用地震资料研究地下地层细节方面，国外曾出现两种不同叫法，即“地震岩性学”(seismic lithology)和“开采地震学”(production seismology)。国内也有岩性地震学、局部地震地层学等不同叫法。作者在本书的命名上沿用“地震地层学”这一旧称，并把区域性的地层划分、沉积体系研究与局部地区的岩性研究包容在内，其目的是避免内容过于庞大和尊重原创始人的命名。但是作者确信，随着科学的发展，一定会有新的学科分支发展起来。

作为一门独立科学，应当区别3个方面。1是它的理论基础，2是它能解决哪些问题，3是它采用哪些技术。这三者中最重要的还是第一个。现就这3个方面作如下讨论：

一、理论基础：作为一门边缘科学，应当具备两个方面的理论基础，并把它们紧密结合起来。地震地层学的理论基础包括地层学（含沉积学）和地震理论。前者主要是各种地层界面的形成机制、展布特征，碎屑岩和碳酸盐岩的沉积体系和沉积体类型，与油气圈闭及其它沉积矿产有关的地质异常体的形成规律及沉积特征。后者主要指弹性波的产生、传播、反射、吸收、衰减和干扰特征，地震反射波的动力学（速度）和运动学参数(振幅、频率、相位、极性、泊松比）特征。这两方面的结合点应当放在与油气或其它矿产有关的各种地质异常体或异常界面的地震反射特征上。有人说，地震地层学解释主要是识别各种异常体，这是有一定道理的。但是，由于地质条件的复杂性，在目前条件下，许多地质现象的解释无法作出肯定性结论。因此，模型的理论在地震地层学研究中占有重要地位。此外，还应熟悉地震资料的采集和处理过程，以免落入错误解释的陷井。

二、应用范围：地震地层学方法既可以用于找油、找气，也可以用于寻找煤、水、沙、沉积式铁铝、锰、磷等沉积矿产。甚至还可用于工程地质、水文地质和考古事业。地震地层学所能解决的地质问题很多，主要有：

1．查明地层界面，它们的接触关系，并进而划分地层。

2．研究区域构造发育史、沉积发育史、海面升降史、热演化史。

3．恢复古水流体系、古沉积体系、推断古沉积环境。

4．研究古地貌、确定古河道、三角洲、扇、礁、各种刺穿体（火成岩、盐丘、泥岩刺穿），并研究它们的成因和分布规律。

5．确定有利构造特别是地层圈闭的位置、类型、规模，指导勘探部署。

6．判断地层的岩性、物性、所含流体类型、直接检测油气的存在、判别死油区，预测地层压力、判断流体运移方向，进行油藏评价和提高开发效率。

7．找寻另一种蕴藏量巨大的天然气资源——天然气水化物。

8．为找水、找沙、找其它沉积矿产、工程地质、海底工程服务。

地震地层学是应油气勘探的需要逐步发展起来的一门科学。其中心任务是找寻可能储存油气的圈闭，尤其是隐蔽圈闭。油气勘探工作是由三个层次的工作构成的一项系统工程，它

们是：①对沉积盆地进行全面的构造运动史、沉积发育史、油气形成史的分析，确定有利的油气聚集带；②在有利油气聚集带上确定有利构造和非构造圈闭的位置、类型、规模；③详细解剖有利圈闭的储油物性、含油气性、压力系统，作出油气评价，提出具体钻探方案。衡量一个地区勘探形势好坏的标准，除了已出油的井外，就看它的后备圈闭、后备井位和后备储量准备得是否充分。当然，指导这项系统工程的理论基础是石油地质学。然而，就目前的技术水平来说，地震地层学则是统领这一系统工程的核心或中枢。这一方面是由于地震地层学的研究包容了从区域地层划分到油气圈闭评价的各个方面，另一方面又通过地震地层学研究提出的问题，把各项研究工作有机地联系起来，统一到找油、找圈闭、定井位这一中心任务上来，以达到加速油气勘探、提高探井成功率的目的。下表说明了地震地层学在油气勘探系统工程中的地位和它与其它科学的关系。

油气勘探系统工程

阶段	任　务		与其它学科的关系
普查（定有利地带）	查明区域构造背景	地震地层学	地层学 古生物学 构造地质学 沉积学 矿物学 石油地质学 石油有机地球化学 油层物理学 地震勘探 重、磁、电法勘探 测井 计算机科学 钻井工艺
	划分地层、研究构造发展史、海平面升降史，确定有利层位		
	重塑沉积体系、查明总体岩性分布确定有利沉积体		
	研究热力史确定有利生油区段		
	研究压力系统、建立压力场，确定有利聚油部位		
精查（评价圈闭）	确定有利圈闭的部位、类型		
	确定圈闭边界		
	检测圈闭中有无油气存在		
	评价圈闭中的储油物性		
	定出风险最小的探井井位		

三、地震地层学所采用和涉及的主要技术包括有：1.地震资料的采集、处理和显示技术。2.野外露头、岩心、测井等资料的地层学、沉积学研究技术。3.三维地震、垂直地震剖面、横波勘探技术。4.计算机的资料处理、显示、自动解释、地震模型技术等等。

计算机科学使地震勘探技术发生了革命性的变化，促成了地震地层学的诞生。这种地下成象的科学把地质学推向高技术的阶梯。使地震勘探不再满足于构造解释，而进一步用于确定地下的岩性、物性和含油性。同时使地质学家在油气勘探的推理解释中，减少了许多主观猜测的成分，并通过地下图象更直观地判断地下地层，构造和油气藏的形成条件。

然而，地震地层学也不是万能的，它还是个十分年青和不成熟的学科。一方面受着天然条件的限制（有些是无法克服的），一方面在技术上还有待提高。例如，分辨力上的限制，讯噪比有待提高，更多的参数有待开发和利用，数据的采集、处理、显示和自动解释技术有待改善。因此，我们应当对这种情况有清醒的估计，以谨慎的态度，积极地推动这门科学向前发展。

最后谈一下学习问题。一本书自然要讲些技术方法，而人们又习惯于看重方法的学习，以为学会方法就可以应付一切了。但作者认为，方法的学习固然重要，但更重要的是学会科学的思维，或者说“创造性思维”。Sheriff（1977）曾经谈到：“地震资料的地层学解释究竟是一种技巧呢还是一门科学？目前它主要是技巧——识别反射图案并且发挥想象力。但是，它是一种有约束的技巧，受一些基本因素的限制。对地震资料做出成功的地层学解释必须是3个要素的结合：原理、经验和想象力。”一个成熟的石油地质家是充分理解这几句话的价值的。所谓原理应当是地质学（特别是地层学、沉积学、石油地质学）和地震勘探的理论。所

谓经验，除了地震勘探经验外，很重要的是多研究些地层和各时代沉积的特征。所谓想象力，绝不是幻想、空想。而是在综合大量实际资料基础上的科学的联想、推理和判断，与前二者比较，它是个更重要的创造和升华过程，这个过程是任何科学研究中所不可少的。只不过在地震学研究中对它的要求更多而已。我国自1979年大规模开展地震地层学研究以来，取得了长足的进步，把石油地质研究提高到一个更高的水平。但在个别地区至今未能摆脱单纯的构造物探的局面，除了技术条件、资料质量不能满足要求外，不能正确地领会地震地层学的研究内容和思维方法也可能是一个重要因素。

作为一本教材，不可能包罗万象。因此，本书是按照地震地层学解释基础这一思路编写的。它包括地震地层学研究中涉及的地质理论基础和地球物理基础两个方面。我们力图以这两个基础为基本线索组织我们的内容，而把一些具体方法溶化于它们当中。但是当我们着手编写时碰到了很大的困难。为此，我们把它分成两大部分，第一部分是区域地震地层学，它是在简单地介绍一些物理原理的基础上，着重从地质、特别是从地层学和沉积学的概念出发，研究一个盆地、一个较大地区的研究方法。第二部分是局部地震地层学，或者叫圈闭地震地层学。着重从速度、振幅、频率、泊松比、极性和衰减等物理概念出发，研究局部地段的岩性、所含流体性质等方面的问题。我们有意把较多的物理概念放到这一部分讲授。并没有否定地质概念的重要性。而是力图在了解物理原理的基础上，把它们的地质情况研究得更深入。

有人曾建议，把构造地震解释囊括到教材中。但是考虑到份量太重，我们只对和地层有密切关系的构造现象（盐丘、泥岩刺穿、重力滑动等）略加阐述。由于种种原因，有些章节我们无法引用更多的国内资料、实例和图件，深感遗憾。我们相信这种状况今后会得到改善。

本书编写的分工是：绪论、层序地层学与海平面升降曲线的编制、碳酸盐岩地震相分析、地震模型、分辨率和地震道属性分析、三维地震资料解释由徐怀大编写。层序划分、碎屑岩地震相分析由王世凤编写。地震速度分析及碳氢检测由陈开远编写。初稿中还有徐怀大编写的地震剖面的形成和地震地层学研究对地震数据采集和处理的要求两章，由于篇幅及经费的限制，不得不忍痛割爱。读者如有需要，可参考有关书籍。此外，由于经费有限，许多彩色插图，不得不用黑白图代替。本书由徐怀大定稿。

初稿完成后，中国科学院地球物理所所长刘光鼎教授和中国石油大学张厚福教授仔细审阅了全书，并提出了很好的修改意见。刘光鼎教授还为本书作了序。作者对他们的帮助深表谢意。作者还要感谢为本书的编审、绘图、打字等出版工作付出辛勤劳动的蔡樨芬、耿小云、龙祥符、王润斋、张咏梅、王小川、杜宁平、唐核之、张红波、王香莲、文丽丽等同志。

地震地层学是一门涉及面广、发展迅速的边缘和前沿科学。我们深知自己的知识不足，力量有限。书中不足之处，望读者多加指正，以便再版时修改补充。

第二章　层序地层学与地震层序划分

一、前　　言

地层学是地质学的基础。地层划分是地质学研究的基础。地质学是因地层学的诞生而发展起来的。最古老的是生物地层学。后来发展出岩石地层学、同位素地层学、古地磁地层学、年代地层学、旋回地层学、事件地层学、测井地层学、地震地层学。最近几年，又发展出层序地层学（sequence stratigraphy）。更有人(Brenner，1988)推出综合地层学（integrative stratigraphy）一词。其实质是将所有地层学的新进展结合起来，从成因上和分布规律上重新认识不同类型地层的形成与分布特点。地层学近年来的进步，将推动地质学的向前发展。其重要意义不亚于板块学说对地质学的影响。

二、层序地层学

（一）层序地层学的定义

层序地层学是P. R. Vail等人于1987年在地震地层学的基础上提出的。据P. R. Vail和J. B. Sangree（1988）定义，层序地层学是"根据地震、钻井和露头资料，结合伴生的沉积环境和岩相特征，对地层分布模式作出的综合解释。层序地层学的解释过程推出一个旋回式的、在成因上有联系的年代地层格架（chronostratigraphic framework），这些地层以侵蚀作用或者无沉积作用造成的不连续地层界面为界，或者以与这些不连续面可以对比的整合面为界。在这个年代地层格架中，在解释过程中得出沉积环境及与之相伴的岩相分布。这些岩相单元可以是以地层表面为界的同时代的地层间段，也可以以斜穿地层表面的穿时地层间段方式产出。"

层序地层学中有4个最基本的变量，它们控制了地层单元的几何形态、沉积作用和岩性。它们是：

变量	控制作用
构造沉降	可供沉积的空间
全球海平面升降	地层和岩相分布模式
沉积物供应	沉积充填和古水深
气候	沉积物类型

以上诸变量中，由构造沉降与全球海平面升降导致的海平面相对于盆地边缘的位置，是地震地层学的基础。

（二）构造沉降、沉积物供应、全球海平面升降三者间关系

一个地区的构造沉降速度、沉积物供应速度和全球性海平面升降速度三者之间相互影

响，最终导致该地区海平面相对于该地区陆棚边缘的相对变化速度，即相对海平面的升降变化。Vail等人（1974，1977，1985）先后提出过几个模式，并从中导出几个重要的基本概念。

图2-1表示海平面相对于陆棚边缘的关系。设一盆地的陆棚边缘以均速缓慢下沉，设陆源碎屑沉积物的供应能够及时充填由于海平面变化所腾空的空间，则当海平面上升时，开始沉积物以海岸上超（coastal onlap）的形式（海进形式）逐渐超覆到陆棚边缘上。随着海平面的继续上升以及上升速度的减缓和停滞，开始出现沉积物及陆棚边缘逐渐向海向方向推进（前积现象或海退现象），这一时间统称高水位期（图2-1(*a*)）。随后，当海平面快速下降到陆棚边缘以下时，陆棚暴露水面，陆源碎屑只能以海岸上超的方式沉积到陆棚边缘以外的盆地内，此为低水位期（图2-1(*b*)）。

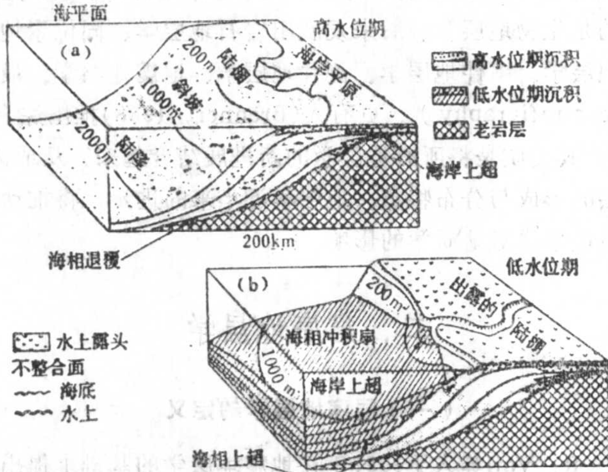


图2-1　海平面变化相对于陆棚边缘的关系

(a)高水位期　(b)低水位期(据Vail等，1974)

大量的实际资料表明，地质历史中海平面相对于陆棚边缘的升降变化是频繁出现的。因此，必然导致沉积物类型和它们所处位置在三度空间（特别是相对于陆棚边缘而言）的有规律变化。而研究沉积物在三度空间中的展布模式，恰恰是层序地层学的核心任务。

图2-2、2-3为一沉降的被动大陆边缘在周期性海平面升降影响下的沉积层序和沉积物类型的分布模式。图中数字0至25代表和沉积表面的地质时代。设海平面变化为规则的两个半周期。由图可以归纳出如表2.1所示的沉积特征。

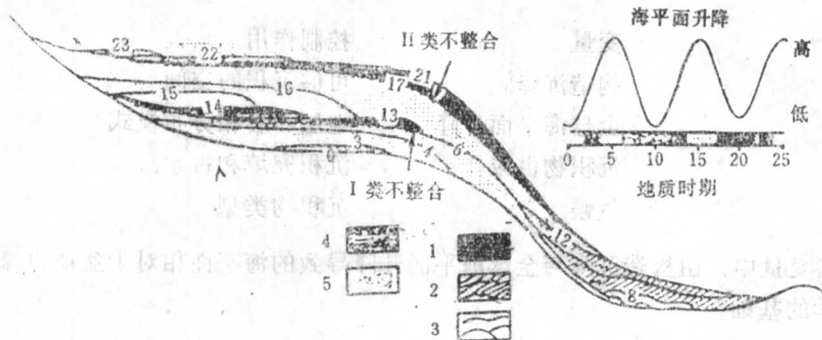


图2-2　沉降型被动大陆边缘沉积层序分布模式

(据Vail等，1985)

1．陆架边缘楔状体　2．低水位期楔状体　3．低水位期扇　4．海进海岸沉积　5．高水位期海退沉积

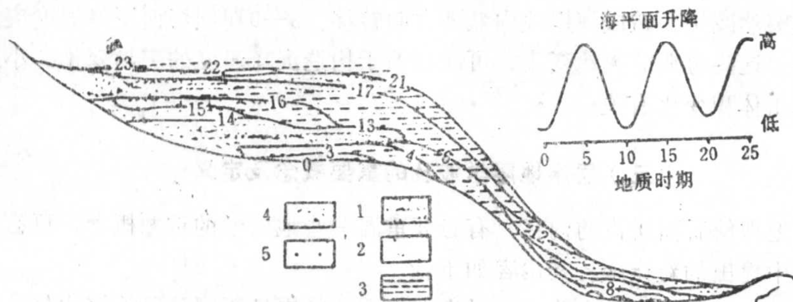


图2-3　沉降型被动大陆边缘沉积物类型分布模式

(据Vail等，1985)

1．冲积砂岩和页岩　2．三角洲平原，三角洲前缘和海岸砂层　3．三角洲斜坡页岩，海相陆架页岩
4．低水位期楔状体，夹有薄层浊积岩和深海页岩　5．低水位期扇体

表2.1　海面升降周期对沉积的影响

地质时代	海面升降状态	海岸线移动	沉　积　特　征
1—3	迅速上升	以上超方式迅速海进	相对海平面从陆架边缘开始，而后相对陆架表面迅速上升。在陆架上发育了海进沉积
3—6	上升缓慢，之后转向缓慢下降	继续上超，但开始海退，之后加速海退	跨过陆架依次分布为三角洲、海岸、河流及冲积沉积物的海退沉积
6—8	迅速下降	极快地降落到陆架边缘或更低	河流下切至陆架，I型不整合发育。沉积物局限于深水中。沉积物为典型的远离陆架边缘沉积的砂、砾深水流
8—12	下降缓慢，之后反转为缓慢上升	海岸线停留在或接近陆架边缘	沉积物包括：陆架边缘三角洲，陆架上的凹穴和峡谷，充填在陆坡或跨过盆地相邻部分分布的重力滑塌、滑动和浊积岩
12—14	迅速上升	以上超方式迅速海进	与1-3期类似。海进作用以上超到陆架上的最大延伸程度的海相沉积楔而告结束。14期后开始发育密集段
14—17	上升缓慢，随后转为缓慢下降	继续上超，但海退开始，之后加速海退	与3-6期相似。跨过陆架继续前积，并最终可能使三角洲前缘沉积物溢注到深水中
17—21	迅速下降，之后处于低水位并缓慢上升	极快地下降到陆架中部并停留在该处附近	海退式三角洲沉积物前积到陆架中部和外部。如果海退的足够远，有些三角洲前缘沉积物可以溢流到盆地斜坡上
21—23	迅速上升	以上超形式迅速海进	与1-3及12-14期相似
23⁺	上升缓慢，之后转为缓慢降落	海退开始	与3-6及14-17期相似

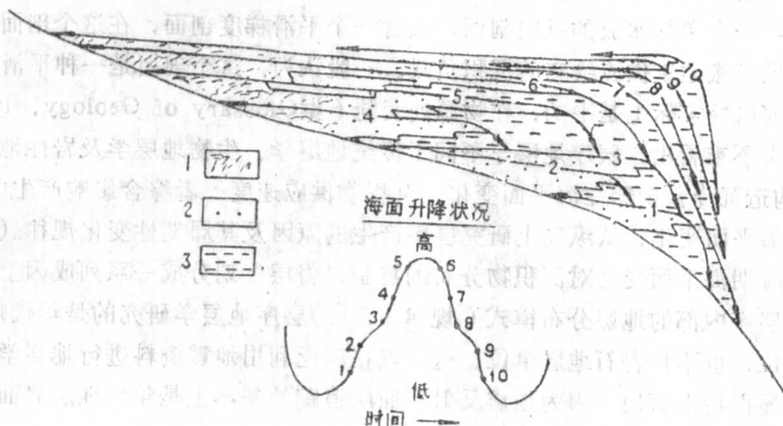


图2-4　海面升降速度变化的影响示意图

1．冲积沉积　2．海岸—三角洲沉积　3．前三角洲到深海沉积

图2-2与2-3中的海平面升降是圆滑的。当海平面升降不是圆滑而是突然变动时，海岸线的位置也将突然转移，从而出现复杂的海平面升降周期曲线。如图2-4所示。图中2—3期间，海平面上升速度突然减慢，造成海岸线向盆地方向转移。8—9期间海面下降速度突然减慢，造成短期的海进。这些短期的突然变化，可能起因于构造沉降速度的突然变化。小规模的突然变化可能与冰川体积变化有关。

（三）层序地层学涉及的重要概念及定义

为了更好地理解后面所讲的内容，有必要重温一些地层学的重要概念，更有必要明确一些层序地层学中提出的新概念。其内容如下：

层序地层学：地层学的一个分支。讨论海平面升降周期不同阶段（高水位、低水位、海进期）形成的成因上有联系的沉积层序（据Haq，Hardenbol，Vail，1989）。

层序：一套相对整一的、成因上有联系的、其顶和底面以不整合面或者与这些不整合面可以对比的整合面为界的地层（据Vail等，1977）。层序是在海平面升降周期曲线上相邻的两个下降速度转折点之间沉积的，它由一套体系域所组成。

不整合：一个重要的时间间断面，这个面的特征是暴露到水上和具有水上(有时为水下)侵蚀削截现象（据Vail，Hardenbol，Todd，1977）。

沉积体系：一串在现仍积极作用的（现代的）或者推测的（古代的）沉积作用和沉积环境（三角洲、河流、障壁岛等）从成因上联系到一起的岩相组合(据Brown，Fisher，1977)。

体系域：一串同时期的沉积体系（据Brown，Fisher，1977）。每个体系域都与海平面升降周期曲线上的特定段相伴生（海平面迅速下降期——低水位扇，海平面上升——海进体系域，等）。

密集段：以沉积速度极低为特征的一种薄的海相地层层段（沉积速度小于1—10mm/1000年）（据Vail，Hardenbol，Todd，1984）。它们是半远洋和远洋沉积物组成，缺乏陆源碎屑物质，是在海平面相对上升最大、海岸线海侵最大时期在外陆架、陆坡和盆地底部沉积的（据Loutit，1986）。

可容纳空间：可供潜在的沉积物堆积的空间（据Jervey，1989）。

平衡点：沿一剖面上的一个点，这点上海平面变化速度与沉降速度相等。它把海面相对上升带与相对下降带分开。

平衡剖面：一个递降水流的纵向剖面，或者一个平滑梯度剖面，在这个剖面上的每个点处的水流，都足以搬运走供应给它的沉积负载。一般认为，这个剖面是一种平滑的、向上凹的抛物线，在河口处实际上是平的，在物源处变陡（据Glossary of Geology，1974）。

由上述定义不难看出，层序地层学不同于传统地层学、生物地层学及岩性地层学之处，在于(1)通过构造沉降、全球性海平面变化、沉积物供应速度三者综合影响产生的相对(相对于陆架边缘）海平面变化，从纵向上研究层序产生的原因及其周期性变化规律。(2)通过研究一个层序沉积时期海平面变化对沉积物分布的控制，将层序划分成一系列成因上有联系的体系域，建立了层序内部的地层分布模式（规律）。(3)层序地层学研究的是年代地层单位，不是生物地层单位，也不是岩石地层单位。这一点在广泛利用地震资料进行地层学研究和油气勘探时，尤其显得特别有用。因为地震反射界面所追踪的基本上是年代地层界面（将在后面讨论）。

在上述诸概念中，最重要的是体系域和密集段。

（四）层序内部结构及体系域的配置关系

为了理解层序的内部结构，首先需要明确沉积物沉积时的地形特征。图2-5为碎屑岩层系在高水位晚期（亦即层序底界面的低水位期开始前的古地形剖面。图中最重要的地段是沉积海岸转折点（depositional coastal break），或者称作陆架边缘、陆架边角。它是区分体系域的关键部位

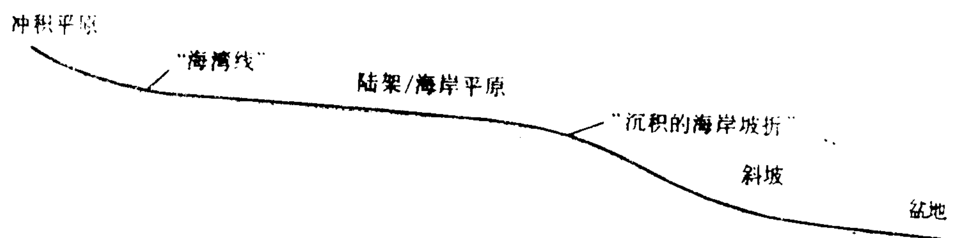


图2-5　碎屑岩层系高水位沉积期晚期的沉积地形

陆架	水深(m)
沉积的海岸坡折	0—10：非海相，半咸水，海湾
平均砂边界：三角洲前缘	10　晴天浪基面
最大风暴三角洲前缘砂	30　平均风暴浪基面
前三角洲和盆底浊流的深水砂	50　最大风暴浪基面
	半深海—深海

前面讲过，海平面的相对升降是全球性海面绝对升降与构造沉降的综合效果。图2-6为三者的关系。根据定义，每个层序都是从一个不整合面（图2-6中SB1）或者说从一个海平面急剧下降（下降速度最大的转折点处）产生侵蚀的时刻开始形成的。而结束于下一个海面急剧下降的转折点（图2-7中SB2）。在SB1与SB2之间，依据沉积物展布范围是局限于陆架边缘以下，还是陆架边缘以上，划分为低水位体系域(LST)、海进体系域（TST）和高水位体系域（HST）。注意，层序顶底不整合界面有两种形式。当侵蚀范围延续到陆架边缘以下时，称作Ⅰ型不整合或Ⅰ型层序界面。当侵蚀范围局限于陆架以上没有延续到陆架边缘以下时，称作Ⅱ型不整合或Ⅱ型层序界面。图2-7中SB1为Ⅰ型界面，SB2为Ⅱ型界面。Ⅰ型层序界面之上为低水位体系域。Ⅱ型层序界面之上为陆架边缘体系域（SMST）。因此，由LST、TST、HST组成的层序称Ⅰ型层序。由SMST、TST、HST组成的层序称Ⅱ型层序。

图2-6为层序内部结构的立体模型。图中低水位体系域分布在陆架边缘以下的低处，它包括有盆底扇、带有天然堤的斜坡扇、楔形前积复合体，有时还有滑塌扇、滑移体等沉积体。低水位体系域的另一特征，是在陆架上出现切割谷（incised valley），在陆坡的上段出现海底峡谷（canyon）。它们通常下切到较老的下伏层序的高水位体系域内。下切谷和峡谷中可以充填着海进体系域的沉积或者低水位体系域上段的沉积，通常缺失低水位体系域下段沉积物。海进体系域沉积物以海进方式，逐步向陆地方向进侵，在朝海方向迅速减薄（非补偿沉积）。海进体系域中的每个层面都代表一次海进，称海泛面。当海泛达到最大后，开始了高水位体系域。由于高水位期的海平面上升速度逐渐减缓，因此，高水位体系域的特征是逐步向海推进的前积型海退沉积，直至第二次海平面迅速下降、产生新的不整合(可以是Ⅰ型，也可以是Ⅱ型，但在地质历史中，多数是Ⅰ型），并开始下一个层序的低水位体系域为止。

图2-7中另一个重要现象是密集段，出现在高水位期沉积与海进及低水位期沉积间的下超

图2-6 硅质碎屑岩层序地层学沉积模型及层序分布框架

(据Haq等，1986)

1．低水位体系域 2．低水位盆地洪积扇 3．低水位陆坡扇 4．低水位楔状——前积复合体 5．海进体系域 6．高水位体系域 7．陆架边缘体系域 8．冲积相 9．海岸平原相 10．河口湾/河流相 11．滨岸/三角洲相 12．海相粉砂、泥岩 13．海相页岩 14．深水砂岩

面上。密集段有两层重要性。一是它所代表高水位期沉积体系域的前三角洲细粒沉积往往作为重要的生油岩覆盖下伏的海进及低水位储油岩上，可以形成各种类型的油藏。一是由于高水位沉积覆盖在年龄不同的海进和低水位沉积上，因此，在朝海或深水方向，同样可以形成年代跨度不等的沉积间断。这点在理解复杂的地层缺失原因上极为重要。为了深入理解这一点，请参阅图2-7，2-8，2-9。

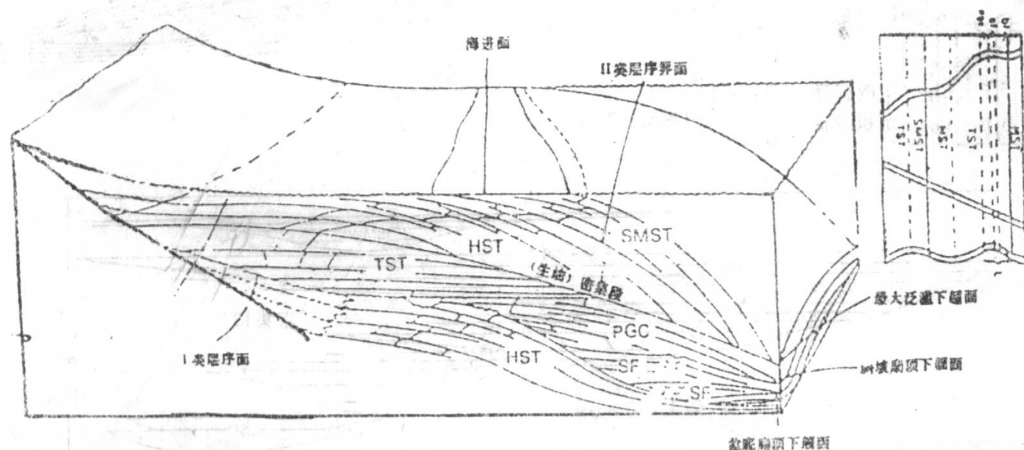


图2-7　硅质碎屑层序模型立体图解

体系域	低水位体系域
陆架边缘体系域(SMST)	进积复合物(pgc)
高水位体系域	斜坡扇(sf)
海进体系域(TST)	盆底扇(bf)

密集段的出现并不仅限于图2-7中所示的位置上。在其它的下超面（如海进体系域与低水位体系域之间，低水位前积楔与低水位斜坡扇之间、斜坡扇与盆底扇之间）上，都有密集段存在，但其规模较小。

密集段代表时间跨度很长但沉积速度极慢条件下的非补偿缺少物源的沉积。由于沉积物与海水的长期接触引起的各种原生作用与成岩作用，因此，在硅质碎屑岩层系的密集段中，常常出现纸状页岩、丰富的海相微古或超微古生物、自生海绿石、菱铁矿、海绿石、磷灰石、原生的白云岩、极低的电阻，高的自然伽玛，它的部位常常处在大段泥岩的底部（我国东部油田常称作泥脖子段，如沙一段的泥岩段，沙三段的泥岩段，阜宁组四段的泥岩段等）。

由图2-7可以看出，密集段实际上是不断前积的穿时的前三角洲细粒沉积。深入分析密集段内的分层，对于打破传统概念正确对比地层具有极其重要的意义。

上述图2-7至2-9都是在具有陆架边缘的构造和古地理背景下的层序特征。除陆架边缘外，还有两种背景：斜坡背景和拉张型半地堑生长断层背景。后者在中国东部尤为普遍。这两种背景下的低水位体系域层序地层模型如图2-10B、C所示。

实际的层序划分工作，需要把露头研究、测井曲线分析与地震剖面解释三者结合起来。在结合的过程中，还需要古生物（特别是微古和超微古生物）、古地磁、同位素年龄测定的配合。同时，还要通过合成记录的编制，把测井资料与地震资料联系起来，确认每个反射同相轴的地层层位和其它地质属性。关于地震反射界面的地质意义将在下节讨论。关于古生物、古地磁、同位素年龄的研究请参阅有关文献。

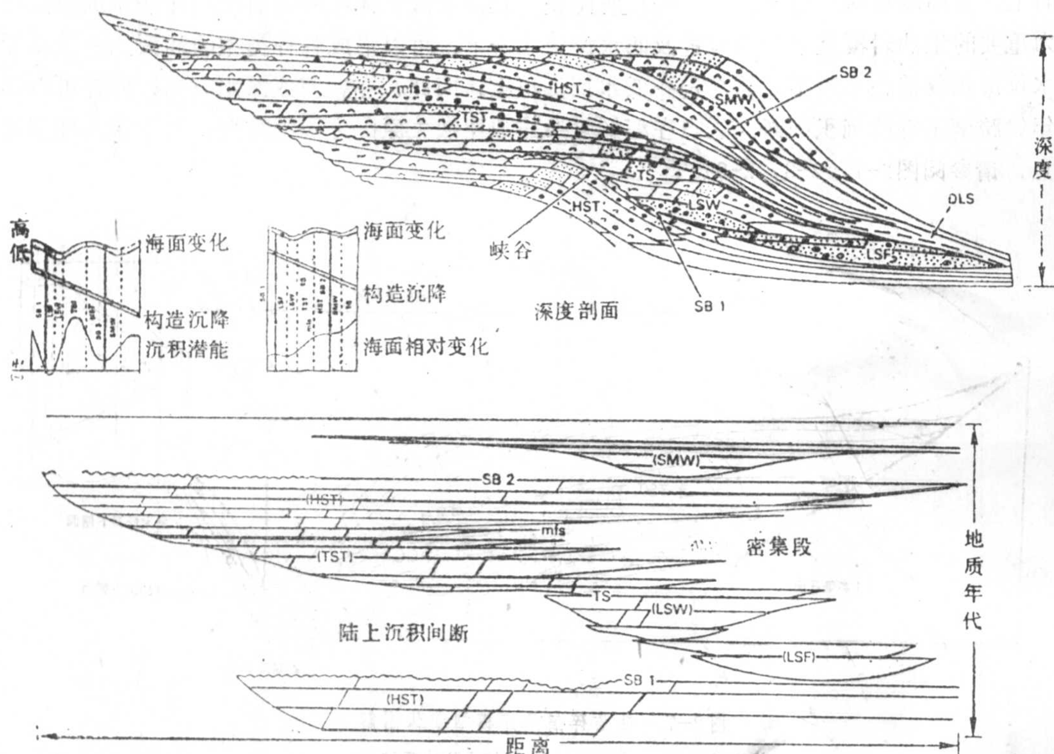


图2-8　碳酸盐岩层序地层学沉积模型和地层分布框架

（据Haq等，1986）

界面	体系域	岩相
SB 层序界面	HST 高水位体系域	1. 潮上带
SB1 1型界面	TST 海进体系域	2. 台地相
SB2 2型界面	LST 低水位体系域	3. 台地边缘颗粒岩/礁
DLS 下超面	LSF 低水位扇	4. 巨砾岩/砂岩
mfs 最大洪没面	LSW 低水位楔	5. 前陆坡
TS 海进面	SMW 陆棚边缘楔状体系域	6. 陆坡脚/盆地相
（最大海退后的第一洪没面）		

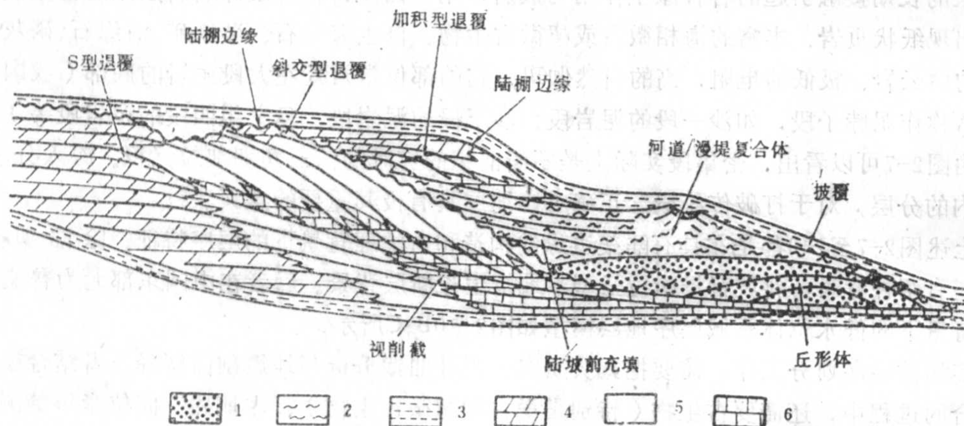


图2-9　碳酸盐岩与硅质碎屑岩混合层序地层学沉积模型与地层分布框架

（据Haq等，1986）

1．深水砂岩　2．海相粉砂岩　3．海相页岩和泥岩　4．陆棚碳酸盐岩相　5．陆坡碳酸盐岩相　6．盆地碳酸盐岩相

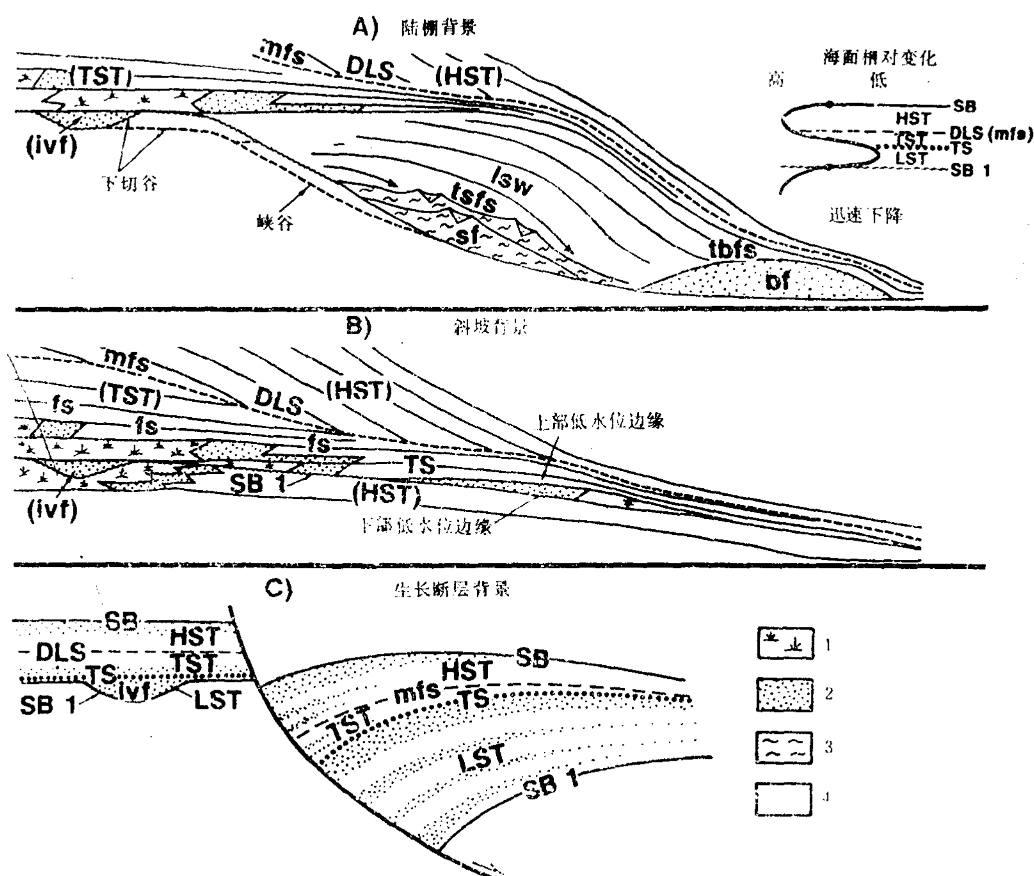


图2-10 三种不同背景下低水位体系域的层序地层模型

(据Vail, 1989)

1. 海岸平原 2. 砂岩 3. 粉砂岩 4. 页岩和粉砂岩

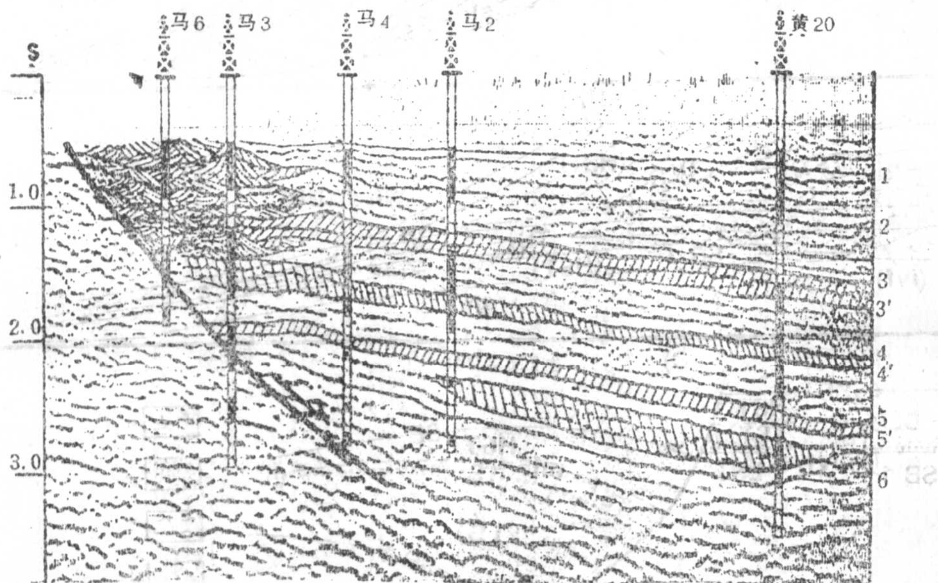
bf 盆底扇 DLS 下超面 HST 高水位体系域 LST 低水位体系域 LSW 低水位前积楔形复合体 ivf 下切河后扇 mfs 海洪面 SB_1—类层序边界 sf 陆坡扇 TST 海进体系域 tsfs 海进陆坡扇面 tbfs 海进盆底扇面

三、地震反射界面的意义

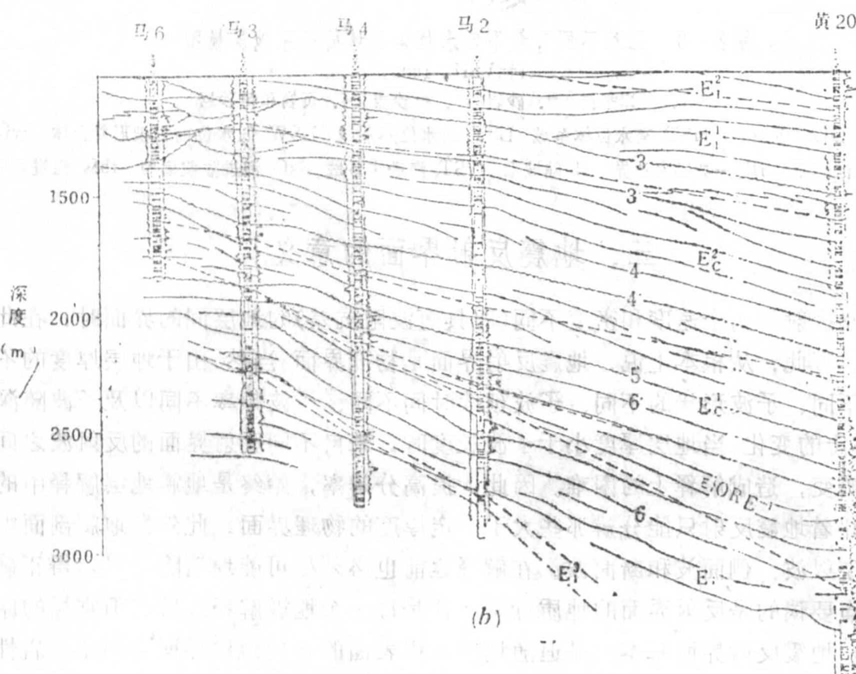
当地震波投射到两个速度和密度不同(即具有波阻抗差)的地层间的界面时，在此界面上会产生反射。因此，从根本上说，地震反射界面是物理界面。当然，由于地层厚度的不同、相邻地层间距不同、子波形状的不同、子波延续时间不同、子波频率不同以及子波随深度变化在形状、频率上的变化，当地层厚度小于子波长度时，来自不同反射界面的反射波之间相互干扰，使波形畸变，造成解释上的困难。因此，提高分辨率，始终是地震地层解释中的中心工作。这也意味着地震反射只能分辨那些大于一定厚度的物理界面。此外，地震剖面中可能出现多次波、绕射波、侧面波和断面波。在解释之前也必须尽可能地消除，以求得正确解释。

本节重点要谈的是反射界面的地质意义。这是每一个地震解释人员必须掌握的原则。这个原则就是：地震反射界面基本上是追随地层沉积表面的年代地层界面，而不是岩性地层界面。对于这一基本概念可以从理论上解释为：只有沉积表面(包括不整合面)是空间中连续的具有波阻抗差的界面。因此，只有它才能构成连续的反射。虽然由于沉积环境、物质来源的变化，在这个界面上的波阻抗差在空间上有所变化，但这些变化只影响反射强度（振幅）和

连续性的变化，不会影响它的延续性。反之，岩性地层界面在客观上是指状交互的、不连续的、不平整的、人为对比画出的界面，客观现实中不存在完整、连续平滑的岩性地层界面。然而，这一概念对于某些长期从事地下地质研究的人员来讲并不是很容易接受的。他们有时会对测井分层确信无疑。特别是在井距不大、并有岩心和古生物“证据”时，就会更加坚持其“正确性”，其理由是测井分层的垂直分辨率远高于地震的垂直分辨率。不幸，除极少数



(*a*)



(*b*)

图2-11　苏北高邮凹陷西南HJ-3测线

(*a*)地震剖面；(*b*)地层划分。虚线为电测分层，数字标注线为地震分层

(据徐怀大等，1986)

个别情况（后将述及）外，大量事实证明，单纯的测井分层，在某些层段中，特别是在前积层理发育的地层中，往往造成原则性的错误和勘探中的重大失误。图2-11是苏北高邮凹陷西南部的HJ-3测线。图中黄20井作过地震测井、取得详细速度资料。经检查，剖面中各反射界面与钻遇地层的深度吻合良好。图中实线是根据地震资料画出的分层，虚线是据测井对比划分的地层。其中，电测对比从曲线相似性上是无可非议的。但与地震分层却大不相同。电测分层往往穿过后者，形成“穿时现象”。以界面3为例，它是一层薄玄武岩，作为短期内喷发产物，它显然代表一个同时面。在它上方的地层又以上超形式叠覆其上。因此，以反射同相轴 3 作为下第三系三垛组（ES）与戴南组（ED）的分界，显然要比它附近虚线指示的电测分层更为合理。图中其它几个虚线指示的电测分层界面具有类似的穿时现象。

类似的例子在华北（张万选等，1988）、四川（王胜，1988）鄂尔多斯盆地西缘等地均有出现。这是应当引起国内石油地质界，特别是从事勘探工作的人员高度重视的。

有如下几种情况可以使地震反射界面不代表同时面：一是不整合面，特别是大的不整合面或沉积间断面。由于不同地段的侵蚀作用或无沉积作用的时间长短和时间跨度的不同，可能出现同一不整合面和沉积间断面在不同地段上具有不同的时间跨度和不同的起止时间。但这并不妨碍它作为上下不同时代地层分界面的地质意义。第二，在一些分辨率不高的老地震剖面中，由于为了突出构造特征而作处理过程使用混波、相干加强、或者降低频率，造成相邻界面反射的合并加粗，也会出现同一同相轴在不同地段代表不同时间跨度的现象。但从理论上讲，对大段地层的同时性不会产生大的影响。第三，是油气水界面、成岩作用面火成岩或泥岩、盐岩刺穿造成的界面。它们可以造成真正的穿时界面。然而，它们正是油气勘探中值得重视的现象。

四、地震层序的划分

（一）地震层序划分的标志

地震地层学应用反射波的终止（消失）现象（如图2-12）划分层序。

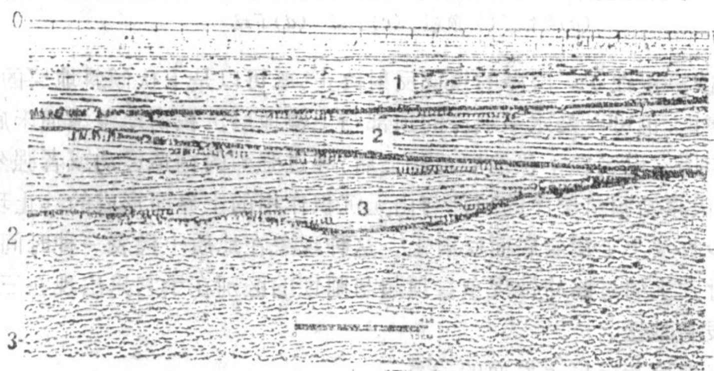


图2-12 反射终止地震剖面

（地震地层学专辑，1980）

根据地质事件在地震上的响应划分为协调（整一）关系和不协调（不整一）关系二种类型。协调关系相当于地质上的整合接触关系，不协调关系相当于地质上的不整合接触关系。他们又根据反射终止的方式区别为削截（削蚀）、顶超、上超和下超4种类型（图 2-13，2-14）。以下分别讨论上述4种类型的地震反射特征和其地质意义。

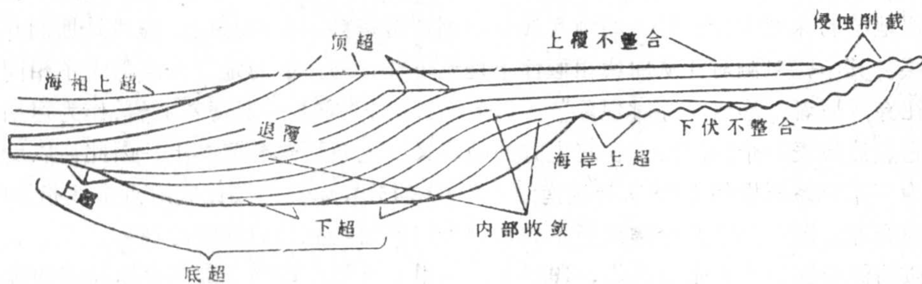


图2-13　地震层序内部反射终止示意图

(据Brown, 1979)

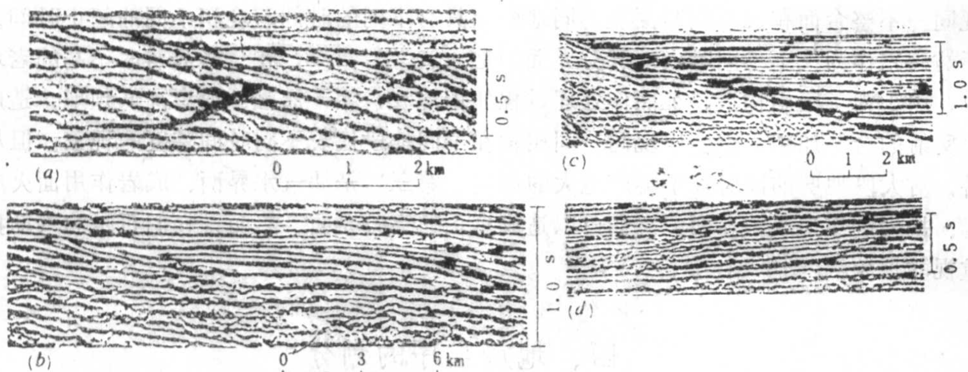


图2-14　地震剖面中的削蚀、顶超、上超、下超现象

(据Mitchum, 1977)

(*a*)削蚀　(*b*)顶超　(*c*)上超　(*d*)下超

1. 削蚀（削截、侵蚀）：层序的顶部反射终止，既可以是下伏倾斜地层的顶部与上覆水平地层间的反射终止，也可以是水平地层的顶部与上覆地层沉积初期侵蚀河床底面间的终止。它代表一种侵蚀作用，说明在下伏地层沉积之后，经过强烈的构造运动或者强烈的切割侵蚀。

2. 顶超：下伏原始倾斜层序的顶部与由无沉积作用的上界面形成的终止现象。它通常以很小的角度，逐步收敛于上覆层底面反射上。这种现象在地质上代表一种时间不长的、与沉积作用差不多同时发生的过路冲蚀现象。顶超与削蚀的区别在于它只出现在三角洲、扇三角洲沉积的顶积层发育地区。

顶超与削蚀属地层与层序上界面的关系。

3. 上超：层序的底部逆原始倾斜面逐层终止。它表示在水域不断扩大情况下逐层超覆的沉积现象。根据距离物源远近，上超又可以区分为近端上超和远端上超。靠近物源称近端上超，远离物源称远端上超。只有当盆地比较小而物源供应充分时，沉积物才可能越过凹陷中心而到达彼岸，形成远端上超。

4. 下超：层序的底部顺原始倾斜面，向下倾方向终止。下超表示一股携带沉积物的水流在一定方向上的前积作用。

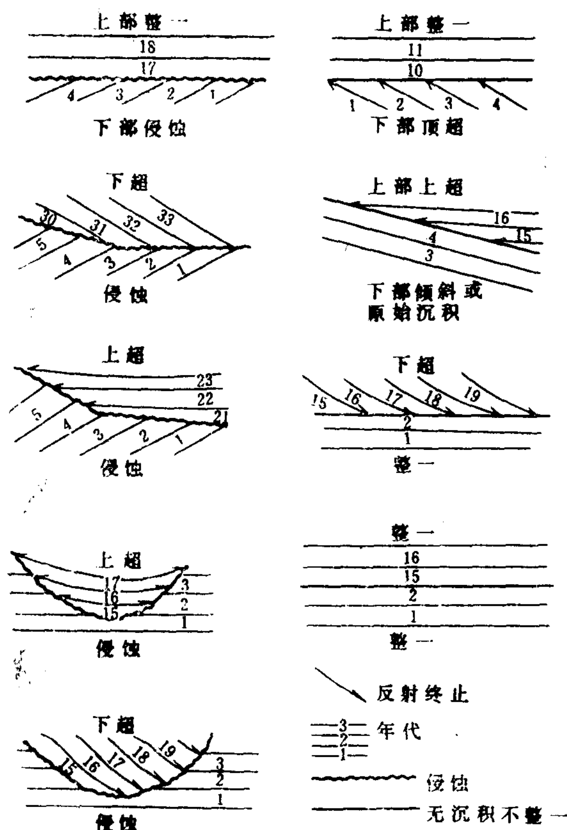


图2-15　根据反射结构区分不整合
(据Brown和Fisher，1979)

上超与下超是地层与层序下部边界的关系，当地层受后期构造运动影响而改变原始地层产状时，上超与下超往往不易区分，可统称为“底超”。

Brown和Fisher（1979）根据反射终止与不整合面的关系，区分为侵蚀型不整合面与沉积型不整合面（图2-15）。他们把Mitchum等划分的削蚀称侵蚀型不整合。而顶超、上超和下超都归结为沉积型不整合。这种成因上的分类与不整合面的性质联系起来，更富于地质意义。如果沿不整合面追踪分析时间序列，则可以估算沉积间断值的大小。

由上述讨论中可以看出，在对待分层标志的不整合面上，地震地层学的概念和传统的不整合概念，有着明显的不同。除了角度不整合、非整合和侵蚀不整合外，在地震剖面中，还在地层内部发现众多的上超式的超覆不整合和下超式的不整合。

地震分层较之传统的不整合分层，有如下一些长处。一是它透视了地下广大面积中地层在三度空间中的关系，这是传统方法作不到的。第二是它的分层较之传统不整合分层要详细，而且层间关系准确。第三是它揭开了地层和不整合面的成因，有助于解释盆地的历史发展。第四、也是最重要的一点，是在不整合的上下出现的削蚀、上超、顶超地段，恰恰是形成油气藏的良好场所。因此，详细地分层，并研究上下地层间的接触关系，应当作为地震地层人员的重要任务。

（二）标准剖面的建立和层序的分级

1．标准剖面的建立

要建立一个新的地层层序，必须在它的地理分布范围内，选择几条典型剖面作为标准剖面。

选择标准剖面的原则是：

(1) 选择地层发育齐全，厚度大而又能延续到斜坡上的剖面作为划分层序的基础。

(2) 为避免前积结构的干扰，应当选择垂直水流方向，没有前积结构的地方。

(3) 避开断层和沉积过薄的隆起区或剥蚀区。

(4) 当有几个沉积中心时，分别建立每个沉积中心的标准剖面，便于研究各凹陷之间在

沉积历史上的差异。

在一个新区建立标准剖面的目的是为了全区对比"统一"。在地震地层学中，我们称其为"闭合"，就是说，同一个同相轴，层位要"相当"，不能"串相位"。显然，在一个凹陷内仅仅建立一个标准剖面是不够的，起码要有4条剖面，即主测线、联络测线各二条，组成"井字"形，逐层逐条追踪，直到"闭合"才算完成了层序解释的任务。

2．地震层序的分级

按照地震层序规模的大小，可把沉积层序详细划分为三级，即超层序、层序和亚层序。

(1) 超层序：从水域最大到最小时期沉积的地层层序。它往往是区域性的，并包括几个层序。据Vail等分析，大部分超层序是在海面相对变化的二级周期（超周期）期间沉积的。

(2) 层序：是超层序中的次一级地层单元，水域相对扩大和缩小，它可以是区域性的，也可以是局部的。

(3) 亚层序：层序中最小一级地层单元，它可以是局部的或三角洲的一个朵叶。

（三）地质分层、地震分层与地震地层学分层的区别与联系

地质分层是根据钻井取心的岩性、古生物及其它特征作出的。而更大量的分层则是依据测井曲线特征得出的。

地震分层是根据地震剖面中的连续强相位确定的。多年来每个大探区都已形成一套统一的波组划分方案，并指导着地震解释和油气勘探。不过它们主要是用来进行构造解释。

地震地层的分层则是为了满足地层学和沉积学研究，根据地震反射特征中提出的分层意见。这一工作近年来才刚刚开始，还没有形成各大探区统一的分层方案。在多数情况下还延续了地震分层定名，只在个别层段作了适当调整。而Vail（1977）提出的地震层序划分的统一代号并未被国内外地震地层研究工作者广泛采纳。不过这是个发展方向。尽管上述3种分层方案应当是统一的。然而由于客观地质现象的复杂性，由于地震资料垂向分辨率的限制，以及其它技术上的原因，在目前状况下，要作到完全的统一还有困难。

从地质分层上看，尽管人们努力从古生物解释方面力求明确地层的分代（时间）界面，但是由于资料获取方面的困难，实际上，除了代、纪、世级的分层外，在细节的分层上，更多的还必须依靠测井资料确定的岩石地层单元。在某些地区或某些地段，它们的穿时现象是十分明显的。不克服这些弱点，将会给油气勘探带来重大影响。

地震分层的波组划分，在多数情况下是和主要的地质分层界面一致的。然而，有两种情况经常出现，并造成地层学解释上的困难。一是某些地震波组只是明显的层序内部的物理界面，而不是更有地质意义的层序界面（它们有时是不十分明显的）。一是出于构造解释的要求。在野外施工和室内处理上，采用了不适当的频带宽度和速度以及不适当的处理程序，人为地制造了一些又黑又粗的反射同相轴。这样虽然突出了某些同相轴，便利于构造图的编制，却模糊或压制了具有更重要的地质意义的层序界面。

因此，从地震地层学研究的需要出发，适当地提高频率、适当地选择迭加速度、适当地作子波处理和选择合适的迭加方式、精细的静校正以及正确的处理程序，尽可能地排除噪声，尽可能多地显示出地下反射界面，应当成为当前地震工作中的重要任务。当然，即使如此，也还会有某些重要层序划不出来。在这种情况下，结合测井曲线编制精细的地质和地震模型，结合VSP（垂直地震剖面）资料，取得对地层细节的了解是十分重要的。

五、海平面升降周期分析与海平面升降曲线的编制

（一）海平面周期性变化的意义

任何长期从事地质工作的人都有这样的经历，他们在野外露头剖面中，经常看到规模不等的具有某种规律性重复出现的岩性剖面。他们在测井曲线中，经常看到某些规律性的电性重复。“旋回”、“韵律”已经成为地质人员的常识。此外，地史学还告诉人们，奥陶系全球广泛发育的碳酸盐岩，石炭二叠系广泛发育的煤层，白垩系广泛发育的海相沉积和深水湖相沉积都不是偶然的。它寓意着全球在显生宙时期存在着某种起支配作用的构造运动、海平面变化、气候变化、生物的变异以及相伴生的沉积环境变化。

造成这种周而复始，略带重复性变化的基本起因众说纷芸。Grabau（1938）提出地球脉动说。南斯拉夫数学家M. Milankovitch（1940）提出，地球运行轨道参数和地轴倾角的周期性变化，引起太阳辐射的周期性改变，并导致全球性气候的周期性变化和冰川的多次出现（即Milankovitch频率）。近年来对更新统沉积物的同位素年龄测定，证实了他的结论。著名海洋地质学家R. W. Fairbridge（1961）认为冰川的消长、洋盆形态的变化以及极地迁移是引起全球海面升降和气候变化的起因。T. M. Guidish等人（1984）认为，海平面的变化起因于：(1)冰川和消冰作用；(2)海底扩张速度的变化；(3)海水被从大陆剥蚀下来的沉积物所排替；(4)大型盆地的干涸或水淹；(5)局部或区域性板块运动。除此之外，还有许多其它的说法如地球体积的胀缩变化（E. E. Милановский，1989）等。然而，尽管说法很多，有一点却是肯定的。即地质历史中，全球性海平面确实发生过周期性变化，并伴生着周期性全球气候变化。由于我们研究的是沉积物，而沉积物的产生与变异总是和水体密切相关。因此，在构造沉降、气候变化、洋盆容积的改变、冰川的消长、地球体积的胀缩变化、全球性绝对海平面的升降等因素中，反映这诸多变化中的最敏感因素是相对的海平面升降变化。相对的基点或标准是陆棚的边缘。

为了研究这些波动式的变化，还应当区分变化的规模等级，这种规模等级是和岩层的等级相关的（见下表）。

岩层规模、沉积方式及控制因素的关系

（据Vail 1989 修改）

沉积规模		变化方式	控制因素	形成时间
沉积规模增加↓	纹层	幕式	风暴	瞬时到几十万年
	纹层组	幕式	洪水	瞬时到几十万年
	岩层	幕式	潮	瞬时到几十万年
	岩层组	幕式	沉积物分布方式的转移	瞬时到几十万年
	准层序	幕式；周期式	海平面的浮动	
	准层序组	周期式	海平面的浮动	50—80万年
	层序	周期式；反复式	海平面的浮动	80—350万年
	超层序	反复式	长期构造运动	更长时间

表中说明沉积规模从小到纹层、大到超层序。其中的准层序（Parasequence）是指在海面上升、随后相对停滞这样一种准周期期间沉积的地层层序。其间缺少海面下降阶段。准层序的规模小于层序，但却是油气藏勘探的重要研究对象，它一般是地震剖面中可以识别的最小单位。从沉积方式上，可以是幕式（或称阵发式episodic）、周期式（cyclic），也可以是反复式（repetive）。小的地层单位，如纹层岩层和少数准层序，通常是阵发式或幕式沉积。体系域、层序层序组和大多数准层序是周期式的，或称旋回式的。带有某种周而复始的重复性。主要是在海平面周期性变化下形成的。而更大些的地层单位超层序，则是在大地构造运动长期作用下的产物，它们之间具有反复性，但重复性减少。

（二）海平面相对升降周期曲线和地层框架图的编制

地质人员早就采用过反映古水深和古环境的古生物，岩石、矿物，化学元素标志研究海平面的变化。但一般来说都是定性的。直到1977年，Vail等人才正式提出一种利用地震剖面中反射界面上超点的转移幅度研究海平面升降的半定量方法，我们可以称它为"上超点法"。其作法见图2-16图中(a)代表由地震剖面解释得来的地层横剖面。其中包括5个层序。各层序之间具有上超、下超、顶超、削截等接触关系。图中×21代表×处地层的同位素年龄为21Ma，余类推。图(b)为同一剖面的年代地层剖面或叫年代地层框架。用以表示各地层层序的时空分布，图中竖线区代表沉积间断。此图对油气勘探评价极有用处。图(c)为海平面升降周期曲

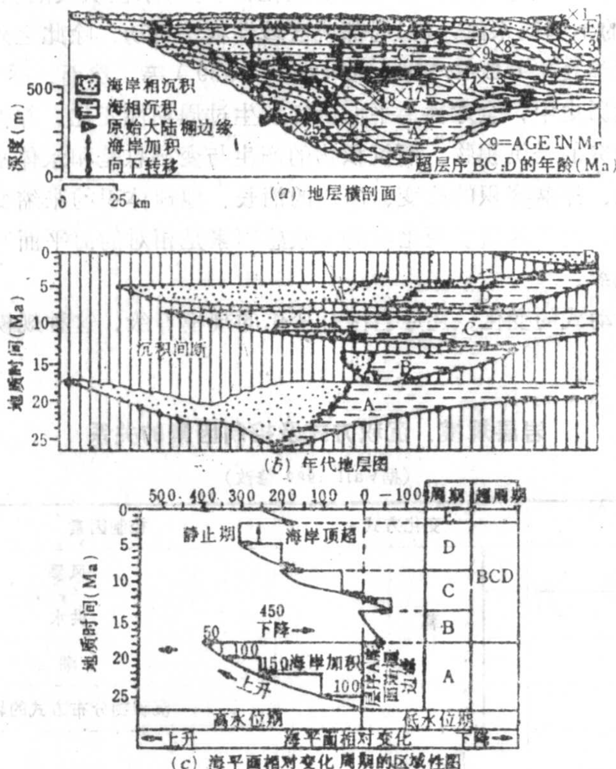


图2-16　海平面升降周期曲线及年代地层框架图的编制
据Vail等，1977)

线（或上超点曲线）。其纵坐标为地质年龄（以距今Ma计）。横坐标为上超点向上或向下转移的垂向幅值，由构造横剖面中量出，用以代表海平面的相对升降。横坐标中的零值取原始的陆棚边缘高程或者取现代的平均海平面高程。图中根据图(*a*)将地层划分为3个超周期（A、BCD和E）、5个周期（A、B、C、D、E）。

Vail等人（1977）利用上述原理，根据世界各地的资料（包括地震、古生物、古地磁、同位素年龄测定资料），编制出显生宙以来一、二级海平面升降周期曲线和中生代以来的三级周期曲线。图2-17为显生宙以来全球性海平面相对升降周期曲线。图中右侧为二级周期曲

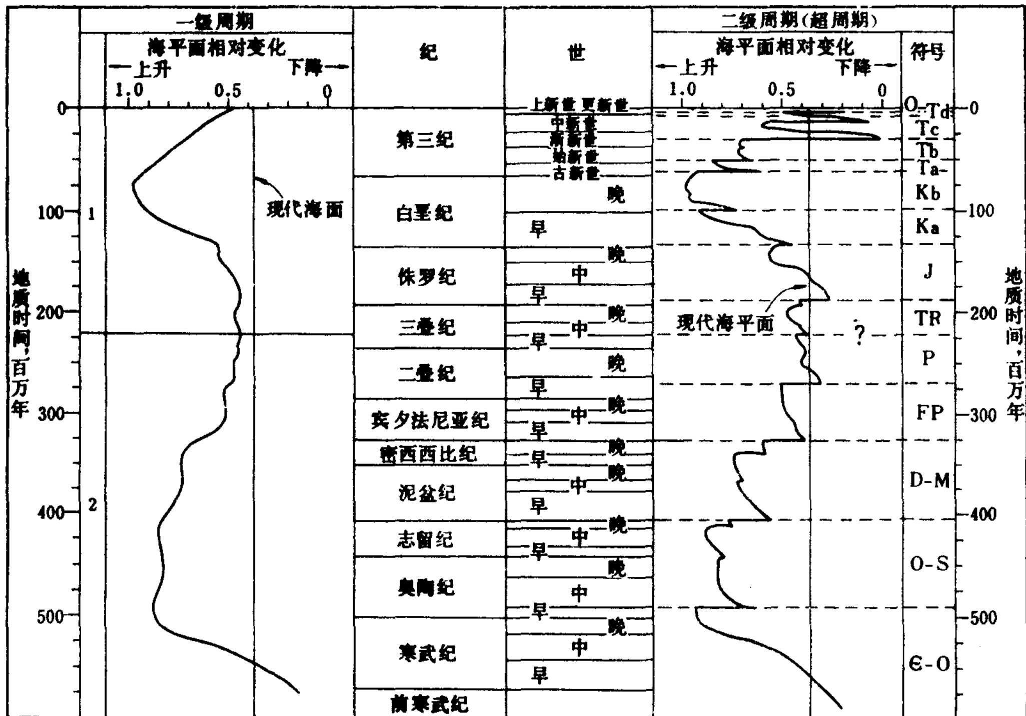


图2-17　显生宙时期的一级和二级全球性海平面相对变化周期

（据Vail，1977）

线，共14个周期，每个周期的持续时间为10至80Ma。左侧为由二级曲线平滑得来的一级曲线，共两个周期，每个周期延续时间2至3亿年。用最新的层序地层学观点来看，可以认为在第一个超周期中，前寒武系（590—700Ma）为陆棚边缘体系域，寒武系（500—600Ma）海进体系域，由奥陶系至密西西比系（500—325Ma）为高水位体系域。在第二超周期中，由宾夕法尼亚系至侏罗系底部（325—207Ma）为陆棚边缘体系域，由侏罗系底部至白垩系中部（207—100Ma）为海进体系域，自100Ma以来为高水位体系域。

当Vail等人（1977，实际上是60年代）把上述理论和曲线推出之后，作为一种先驱性的概念（driving concept）引起了地质界内一场轩然大波。许多人卷了进去，有人反对，有人赞成。其中Miall(1986)反对的最激烈、最系统。在将近十年的激烈争论中，对Vail曲线的批评集中在：1.对局部和区域性沉降缺乏适当的校正，在海平面升降幅值上可能存在误差。2.对某些重大事件发生的时间以及它们是否有同时性表示怀疑。3.需要采用最新的地质年表。4.Vail曲线所依据的资料多数是私人公司不准公开发表的资料，读者无法验证。但是多数人，

包括Miall（1986）认为，“总的结论是正确的，问题在于过分简单和对细节研究得不够”。

在过去的10年中，Vail等人会同Haq，Hardenbol，Jervey，Posamentier，等，在吸取别人的批评性意见的同时，致力于对更多的露头、测井、海洋地质及地震资料的研究，进一步完善了原有的理论与概念，推出了第二代Vail曲线，并提出一门新的学科——层序地层学。图2-18至2-21为三叠纪以来的新的海平面升降周期曲线（Haq及Vail等，1987）。古生代的曲线亦已作出，尚未公开发表。新一代Vail曲线有以下特点：

1．曲线形状不再是锯齿状而是圆滑的波状曲线。每个升降周期中海平面上升最高的波峰处恰好是密集段所处的位置。密集段的位置是根据测井和地震资料综合得出的。

2．曲线中每个周期的顶底都标明了不整合的类型，并标出周期内部的低水位(或陆棚边缘楔)、海进和高水位体系域。图中除标出层序顶底界面及密集段的地质年龄外，还按层序及各界面大小和重要性分为大、中、小三级。总的层序数目比第一代曲线多了几倍。年代测定值也作了相应的改正。

3．将海平面升降周期划分为巨周期组(megacycle set)、巨周期、超周期组（supercycle set）、超周期和周期五级，并根据Sloss（1963）提出的术语，重新定了名（如Tejas，Zuni，Absarona等）

4．曲线中引用了更多的古生物、古地磁资料。除曲线中表现的项目外，Vail等人还多次在其它场合（1987，1988，1989）讲述了利用测井资料、露头资料进行层序地层学研究和编海平面升降曲线的具体方法。

第二代Vail曲线推出后，地震地层学发展到了一个新的阶段，层序地层学阶段。Moore等人(1989)在美国大西洋沿岸陆棚海底峡谷所作的海平面周期变化曲线与之相差甚小(Kerr，1987)。Kanffman等人根据美国中部白垩系的化石和地层特征，用自己的概念与方法作出的海平面升降曲线与第二代Vail曲线相比，在细节都一一对应。海洋地质学家Mayer等人在太平洋赤道地区对8个反映深海事件的沉积物作了同位素年龄测定，结果与第二代Vail曲线吻合十分良好。误差不超0.5Ma。目前越来越多的人承认在过去的地质历史中，确实发生过多次全球性海平面的变化和全球同时发生的重大事件。这也是全球沉积地质计划（GSGP）得以提出，并通过联合国在全世界各个国家开展此项国际性研究的基本原因。

层序地层学还在发展。Galloway（1989）提出，成因地层层序的界面不宜划在不整合面处，而应划在最大海泛面处。Brenner（1989）提出一门新的学科“综合地层学”（integrative stratigraphy），强调运用综合方法重新研究地层学。

总之，作为地质学诞生起源，地质学中最古老的学科、又是地质学的核心的地层学，在经过漫长的描述性、地区性、并偏重于生物地层学的历程之后，开始了历史性的新一页。苏联科学院主席团（1987）对这个问题的认识甚至提得更高，在它的决议中说到：“地震地层学对地质学影响，将不亚于板块学说的影响。”

六、海平面升降分析中的校正

Vail等人（1977）提到过编制海平面升降曲线时应当进行校正。但是没有具体说明。根据作者的经验，不进行校正，可能出现km甚至km以上的误差。见图2-22。其原因可能有：(1)不同地段的差异沉降；(2)沉积物压实；(3)原始沉积表面高于或低于水面；(4)沉积物成岩后遭受过剥蚀。为此，在编制海面升降曲线时，应当进行差异沉降、脱压实、古水深及剥蚀厚度的校正。

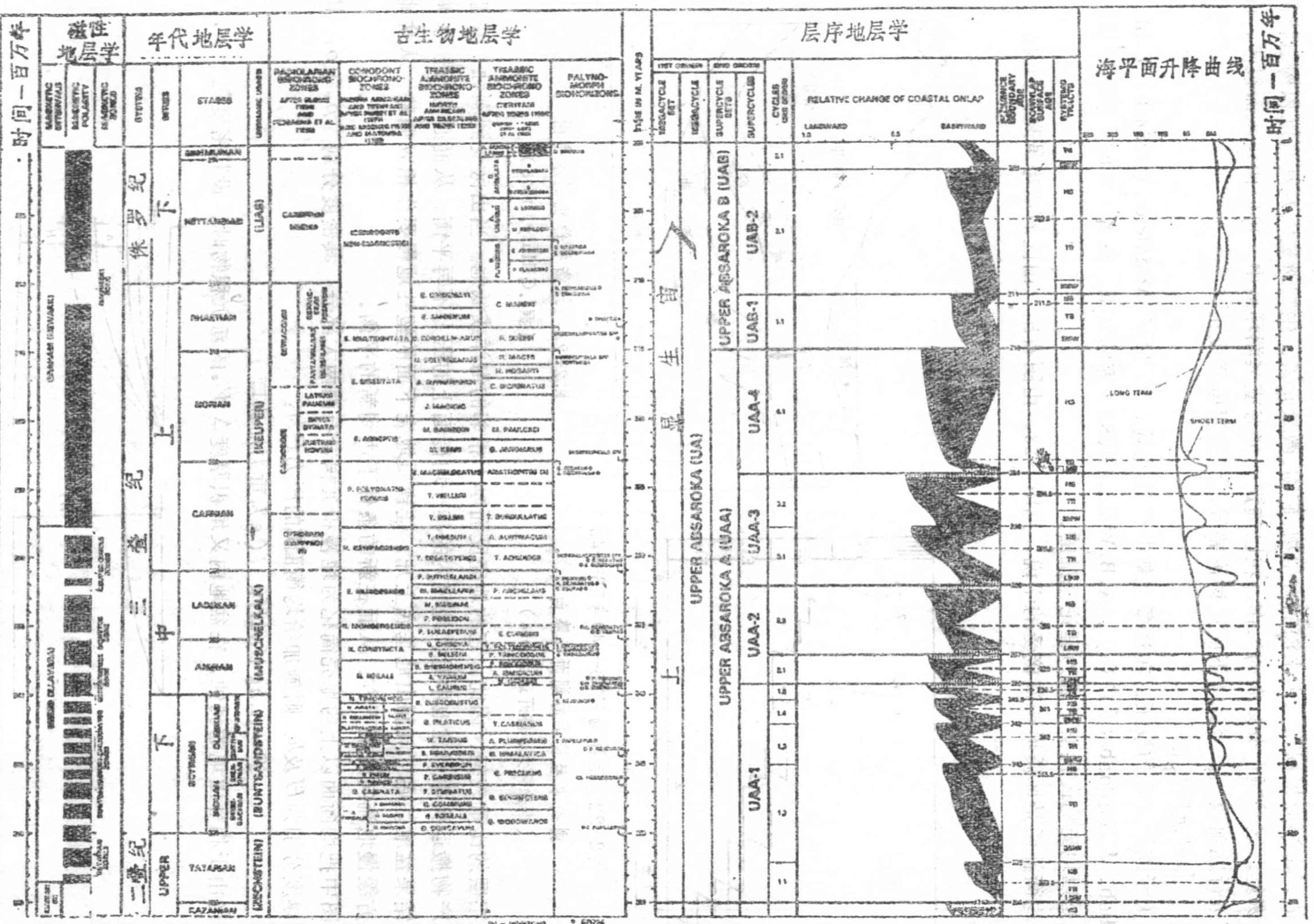


图2-21　三叠纪年代地层表和海面变化周期曲线
（据Haq等，1987）

关于剥蚀厚度的推算，Athy（1930）和真柄钦次（Magara，1978）早有论述，这里不再重复。在实际工作中，宜尽量采用层序完整的剖面，以避免这种现象的出现。关于古水深的数值，主要应根据指示古水深的古生物、矿物、微量元素、生物遗迹以及某些沉积构造特征予以恢复。这是项十分复杂的工作。在已确定的滨海或滨湖环境中，可以假定水深很浅，而无需进行此项校正。因此，下面只讨论差异沉降和脱压实校正。

1. 差异沉降校正

关于差异沉降的校正，在许多文献中有过论述。如 M.F.Middleton（1984），T.M. Guidish，J.Hardonbol（1981），A.B.Watts（1982）等的文章。作者（1983）这里提出的方法是以地壳均衡代偿学说为理论基础的。

均衡补偿是地质界普遍接受的学说，见图2-23。由图看出，山区的地势虽高，但是，由

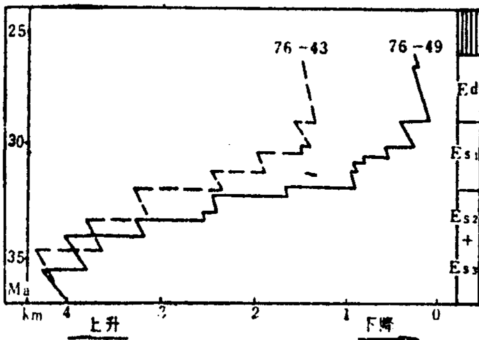


图2-22　黄骅坳陷76—49与76—43测线未经校正的湖面升降曲线

（据徐怀大、陈开远，1984）

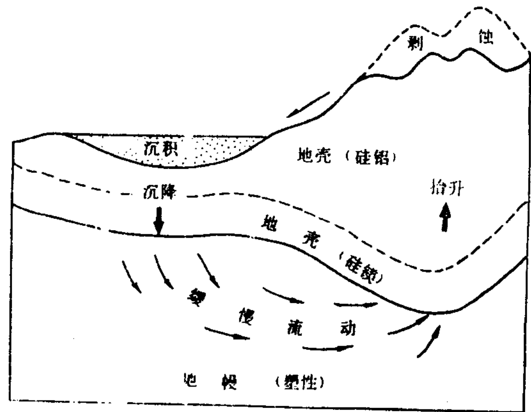


图2-23　均衡补偿机制示意图

（据J.Gilluly，1975）

于硅铝层的比重较轻，因此，它的地壳反而厚于相邻的海洋或低地。当山区受到剥蚀，并把风化产物搬运到相邻盆地中时，地幔内的某一均衡面上的压力不再平衡，从而必须进行调整。结果盆地基底下沉而山地基底上升，硅镁质地壳下面的塑性地幔要作相应调整，从盆地的下方缓慢地流向山根下方。从而在新的条件下达到新的平衡。

图中把均衡面以上的地壳简化为地幔和沉积岩石圈两大部分，其密度分别为ρ_m和ρ_s，其原始厚度分别为H及h。则施加给均衡面E的压力P为：

$$P = \rho_s hg + \rho_m Hg \quad (g\text{为重力加速度})$$

当由于相邻山地的剥蚀，在盆地内又堆积厚度ΔW_s的新沉积物时，设其密度仍为ρ_s，

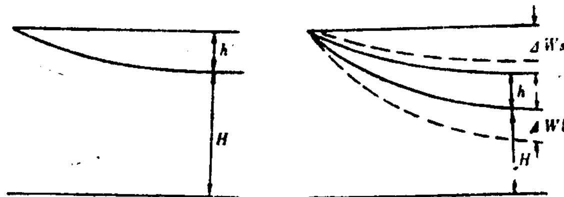


图2-24　差异沉降校正示意图

（据徐怀大，陈开远，1984）

则在盆地的均衡面上增加了$\rho_s \Delta W_b g$的附加压力。为了维持均衡面E上的压力不变，地幔中的物质必须流走一部分，使盆地基底下沉ΔW_b。显然：

$$\rho_s \Delta_s W g = \rho_m \Delta W_b g \tag{2-1}$$

即

$$\Delta W_b = \frac{\rho_s}{\rho_m} \Delta W_c \tag{2-2}$$

换言之：

$$基底下沉量 = \frac{沉积物密度}{地幔物质密度} \times 新沉积物厚度$$

在苏北地区，据实验室、重力测量及密度测井资料，新生代地层的密度大致为2.3g/cm³，中生代地层密度约为 2.47g/cm³，古生代地层密度约为 2.6g/cm³。而地幔的密度据 Sleep（1976），为3.3g/cm³左右。以上数据大致可以用于其它地区的地层中。当研究对象是新生代地层时，取$\rho_s = 3.3\text{g/cm}^3$，代入上式得：

$$\Delta W_b = \frac{2.3}{3.3}; \quad \Delta W_b = 0.7 \Delta W_s$$

就是说，当盆地中沉积了1m密度为2.3g/cm³的新沉积物时，为了抵偿重力上的不均衡，盆地基底将下降大约0.7m。

上述的是沉积物引起的差异沉降。当沉积物上面的水体由于冰川的消融或者其它重大地质事件而大幅度升降时，也可造成类似的影响，其校正方法同上。考虑到内陆湖盆的水深较浅，故未作此项校正。

2．沉积物的脱压实校正

新的沉积物是未压实的，它富含孔隙，高者达60％以上，原始厚度较大。因此，根据压实后的地层厚度去估算海平面的升降变化，势必缩小了计算结果，为此必须校正。

设同一沉积物压实前后的外表总体积为V_0与V，设其压实前后的孔隙度为ϕ_0及ϕ。则在不发生矿物的化学变化情况下，岩石颗粒实体体积是不变的。即

$$V_0(1-\phi_0) = V(1-\phi) \tag{2-3}$$

当沉积物所占底面积不变的情况下，可以用压实前后的地层厚度H_0及H代替式中的V_0及V。

$$H_0(1-\phi_0) = H(1-\phi) \tag{2-4}$$

据Athy（1930）和Rubby及Hubbert（1959）等人研究，泥质沉积物的孔隙度ϕ与埋藏深度H之间呈指数关系，即

$$\phi = \phi_0 e^{-cH} \tag{2-5}$$

式中ϕ_0为未压实时的原始孔隙度，c为常数。对于砂岩，也可大致呈类似的关系，但其经验常数不同。2-5式的图解通常称之为压实曲线。砂泥岩的压实曲线是通过对大量密度测井、声波测井或者在岩样上的实测密度值的统计后回归出来的，如图2-23。由图看出，只要知道某一岩性在某一深度上的孔隙度值ϕ，就可以根据2-4和2-5式计算出其原始厚度。然而，在研究地下某一层系刚刚沉积完了时的厚度时，虽然其表面孔隙度处于ϕ_0状态，但是，它的底部沉积物已经由于承受上覆自身沉积物的负荷而部分地压实了。因此，必须把这种复杂情况考虑进去。

设某一沉积物顶、底的埋藏深度分别为d、D，现欲恢复其沉积结束时的厚度H。据2-4式取积分形式

$$\int_0^H [1-\phi(H)]dH = \int_d^0 [1-\phi(H)]dH \tag{2-6}$$

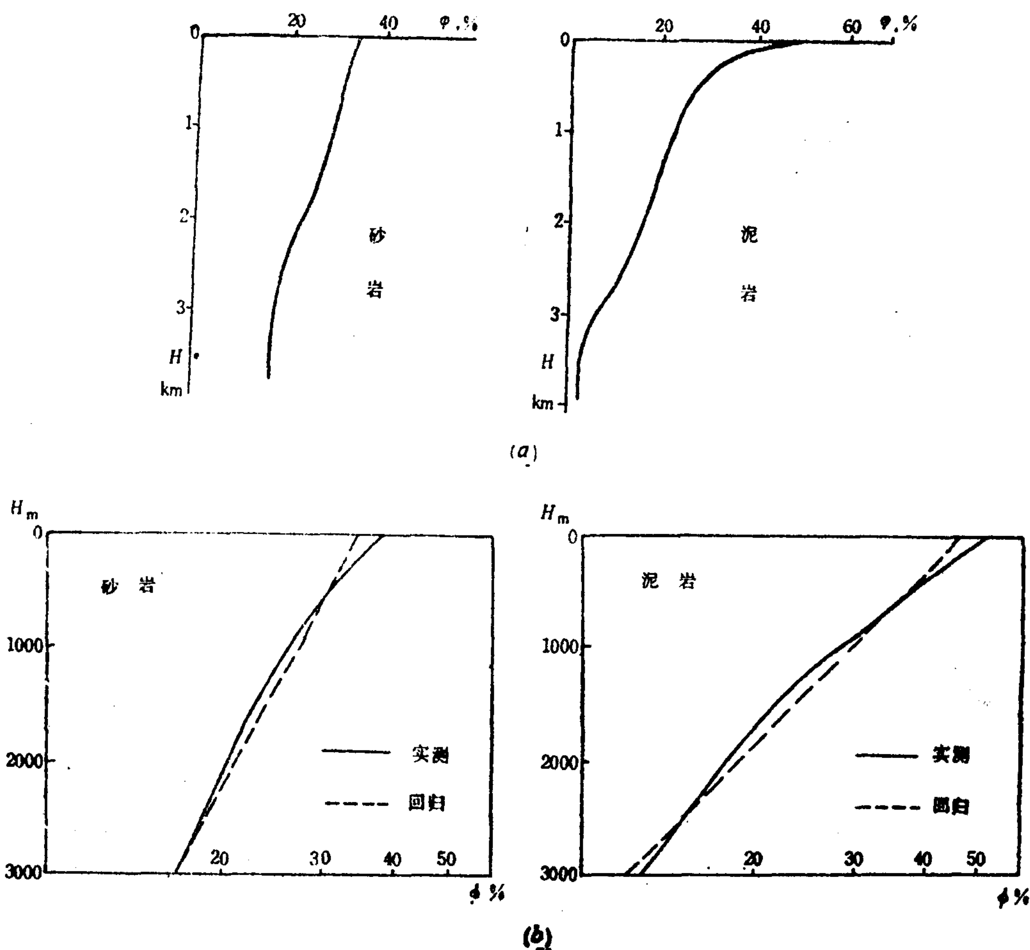


图2-25 华北与苏北的新生代沉积岩压实曲线

（a）华北盆地砂、泥岩孔隙度与深度关系曲线 （b）苏北金湖地区中新生代地层孔隙度与深度关系曲线

式中$\phi(H)$为压实曲线的回归方程，即

$$\phi(H)=\phi_0 e^{-cH} \quad 2\text{-}7$$

代入上式

$$\int_0^H [1-\phi_0 e^{-cH}]dH=\int_d^D [1-\phi_0 e^{-cH}]dH \quad 2\text{-}8$$

积分得

$$H+\frac{\phi_0}{c}e^{-cH}=D-d+\frac{\phi_0}{c}(e^{-cD}-e^{-cD}+1) \quad 2\text{-}9$$

当c及ϕ_0值已知时，据2-9式可以求出任意深度间隔（从d到D）的沉积物恢复到该层沉积结束时的厚度H。此项计算也可编制成图版以简化手续。

实例

图2-26为黄骅拗陷276—43与276—49测线作出的湖（或内陆海）面升降曲线校正前后的比较。由图看出，校正前的累计相对下降幅度竟达4000m，校正后的曲线要合理得多。

图 2-27 江汉、金湖、白驹、黄骅、渤海湾诸盆地海（湖）平面升降曲线及其与Vail曲线的比较。结果表明，渤海及华北地区的曲线与Vail曲线的最低幅值基本合拍，可能说明，

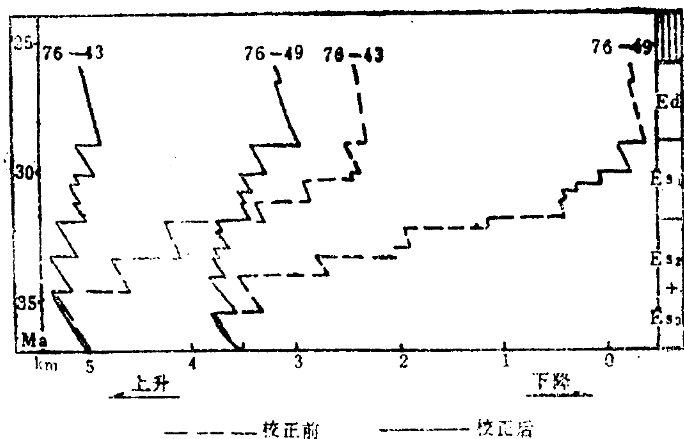


图2-26　黄骅拗陷下第三纪上超点升降变化曲线校正前后的比较

（据徐怀大、陈开远，1984）

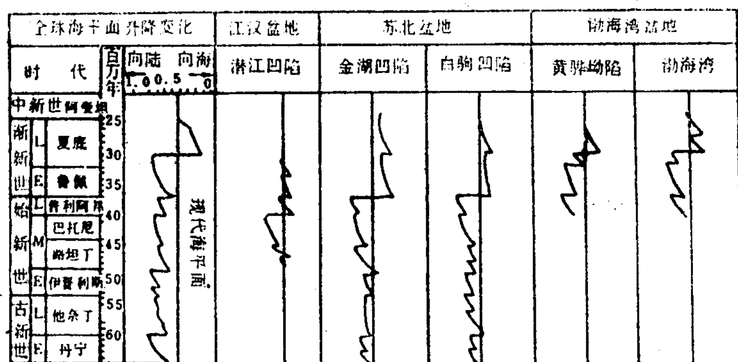


图2-27　下第三纪渤海湾、苏北、江汉和Vail的全球性上超点相对升降变化曲线

（据徐怀大等，1985）

华北地区及渤海湾当时与外海有一定联系。苏北地区最低水位期提前了7Ma，意味着它的关闭时间早于华北及渤海。而江汉地区关闭的更早，大约在40Ma前。这一系列事件寓意着早第三纪时海水自西而东逐步退出的路径。

第三章　地震相分析

沉积环境传统上是通过研究岩心或露头确定的，然而在广大的无岩心或无露头的地区，利用地震剖面上的反射特征来识别沉积相预测有利相带在国内外也已经取得了良好效果。本章重点讨论地震相的划分标志以及相模式。

一、地震相的概念和地震相分析的基础

（一）地震相的概念

地震相这一名词来源于沉积相，П.Б.Пухин（1958）认为“相是一定岩层生成时的古地理环境及其物质表现的总和”因此，地震相可以理解为沉积相在地震剖面上表现的总和。正如Sheriff（1982）所说“地震相是由沉积环境（如海相或陆相）所形成的地震特征”。

地震相分析则是“根据地震资料解释环境背景和岩相（Vail，1977）。

Brown认为地震相分析中一个基本概念就是，地震相是岩相的地震波或声波的响应，所以地震相内的反射层代表地层层面、有地层意义的不整合面或可能的流体接触面。如果资料处理的精度较高，勘探学家们就可以审慎地将剖面视为地下地层的“声波图”或者“地下成象”。

地震相分析的目的是进行区域地层解释，确定沉积体系、岩相特征和解释沉积发育史，最后预测有利生油区和储集相带。

地震相单元与地质相单元可以相同，也可以不同。因为：

1．地震分辨率远远低于地质方法的分辨率。就垂直分辨率而言，地质上可以划分出几毫米厚的砂岩。而地震分辨率一般也要十几米到数十米。

2．地震资料中没有地质资料中那么多方面的信息。例如地质资料中反映的信息有岩石颜色、岩性成分、沉积构造、化石、岩矿以及沉积旋回等等。而地震资料中仅仅反映的是几何形态、振幅、频率、连续性等等。

3．地震资料中有时受一些非地质因素或非沉积因素的影响。

（二）地震相分析的基础

地震相分析包括对地震资料的识别和沉积环境的理解，二者互为因果，缺一不可，其分析内容大致可以概括为二个方面。

1．地震相分析必须掌握沉积体系在三维空间分布的特点，了解各种沉积环境模式、地层组合模式、沉积发育模式等等，才能进行地震地层学的解释。

关于各种沉积环境特征及相模式，在有关图之中已作过详细的介绍，为了配合地震相的解释，这里只将河流沉积体系、海岸沉积体系和海洋沉积体系作一简述（图3-1）。

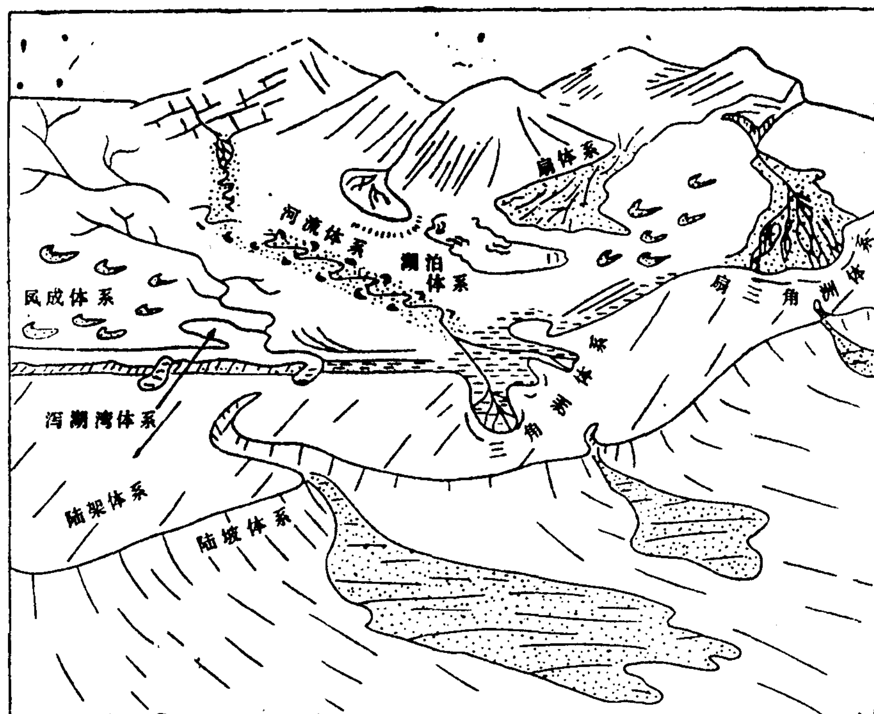


图3-1 沉积环境模式图
（据A.J.Scott）

（1）河流沉积体系

在干旱和半干旱的地区，每遇大(暴)雨时，由于地形和流速的影响在山前沟口往往形成洪积扇，河流搬运的陆源碎屑沉积物不规则地向海（湖）推进构成三角洲体系。河流下切侵蚀作用形成河床（道）在其岸边形成天然堤以及河流截弯取直而形成牛轭湖，等等。

（2）海岸（滨岸）沉积体系

海洋与陆地接触带堆积的沉积物称海岸环境，在这一带由于受波浪、潮汐作用以及河流地面水流相对强度的影响可形成三角洲、砂坝、障壁坝、海滩砂等等。

在我国中、新生代盆地中广泛发育着湖泊沉积体系，其沉积特征和类型与上述环境很相似，有发育在深湖区的浊积和湖底（水下）扇体系；有发育在湖岸及其水下延伸部分的扇三角洲体系、三角洲体系；有发育在远离河口在岸外分布的沙坝体系；有湖泊萎缩期形成的河流体系和冲积 洪积体系；甚至还 有水域范围最 大时期形成 的陆相或半咸水条件下的碳酸盐岩(滩、礁)体系，这些沉积体系之上，均可形成重要的油气藏。

（3）海洋沉积体系

海洋环境大致可分为大陆架、陆坡和大洋底（深海盆地）3部分。在 河口外的 大陆架上往往分布着水下三角洲，在陆坡下部有海底峡谷，出口处常有浊流沉积并形成海底扇。

2．地震相分析的另一个基础是要掌握地震勘 探的基本原 理，了解各项地震参数所代表的地质意义。地震参 数主要指反 射结构、连 续性、外部几何形态、振 幅、频率、层速度等等。上述各项参数所代表的地质意义详见表3-1。

在地震相分析过程中，掌握上述二方面的基本概念是解释的关键，如果只有地震勘探的

表3-1　地震反射参数及其地质意义

地震相参数	地质解释
反射结构	层理类型、沉积过程、侵蚀地形和古地理面貌、流体接触面。
反射连续性	层理连续性、沉积过程。
反射振幅	波阻抗差、地层间距、流体含量、岩性变化。
反射频率	地层厚度、流体含量、岩性变化。
层速度	岩性估计、孔隙度估计、流体含量、地层压力。
外形及区域分布关系	总的沉积环境、沉积物源、地质背景。

基本知识而不掌握沉积学的基本概念，就只能勾绘各种反射特征在平面上的展布，而对它们属于什么环境，它们之间又有什么联系，则无从下手，甚至得出不符合地质规律的错误结论。例如美国对过去由地球物理学家解释的地震剖面，改为地质学家解释后，在老区上找到许多新的隐蔽油藏，如河道砂岩油藏和砂坝油藏等。反之，如果只了解沉积体系的概念，但缺乏地震勘探的基本知识，有时也会错误地把干扰波解释为沉积体。

二、地震相划分标志

划分地震相的标志很多，但应用比较广的，主要的地震标志是地震反射的外部几何形态、内部反射结构、振幅、频率、连续性等。以下分别叙述他们的特点以及其地质意义。

（一）外部几何形态

通过研究地震相单元的外部几何形态及其空间展布，可以了解总的沉积环境、沉积物源和地质背景。

外部几何形态可以分为席状、席状披盖、楔形、滩形、透镜状、丘形和充填型等等（图3-2）。

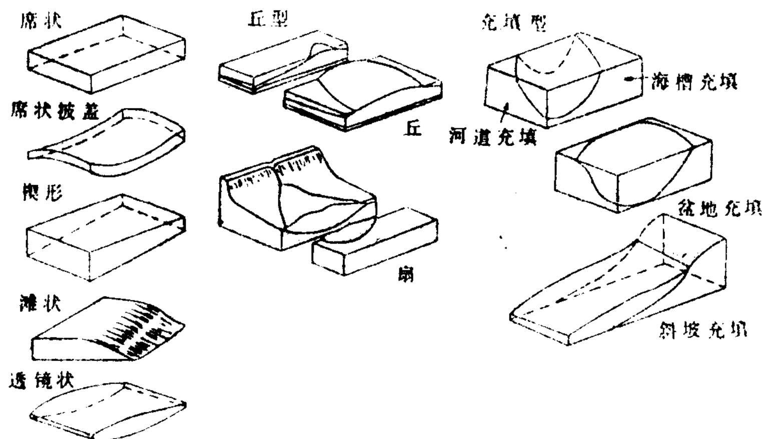


图3-2　外部几何形态示意图

（据Mitchum、Vail和Sangree，1977）

1. 席状（或板状）

席状反射是地震剖面上最常见的外形之一，其主要特点是上下界面接近于平行，厚度相对稳定，一般出现在均匀、稳定、广泛的前三角洲、浅海口、半远洋和远洋沉积中。

2. 席状披盖

反射层上下界面平行，但弯曲地盖在下伏沉积的不整合地形之上，它代表一种均一的、低能量的、与水底起伏无关的沉积作用。席状披盖一般沉积规模不大。往往出现在礁、盐丘、泥岩刺穿或其它古地貌单元之上。

3. 楔状

也是常见的外形之一，其特点是在倾向方向上厚度逐渐增厚，而后地层突然终止，在走向方向则常呈丘状。楔状代表一种快速、不均匀下沉作用，往往出现在同生断层的下降盘、大陆斜坡侧壁的三角洲、浊积扇、海底扇中。

4. 滩状

其特点是顶部平坦而在边缘一侧反射层的上界面微微下倾。一般出现在陆架边缘、地台边缘和碳酸盐岩台地边缘。

5. 透镜状

特点是中部厚度大，而二侧尖灭，外形呈透镜体。一般出现在古河床、沿岸砂坝处，有时在沉积斜坡上也可见到透镜体。

6. 丘形

丘形的特点是凸起或层状地层上隆，高出于围岩。上伏地层上超于丘形之上，大多数丘形是碎屑岩或火山碎屑的快速堆积或者生物生长形成的正地形。不同成因的丘形体具有不同的外形。根据外形上的差别，可以分为简单扇形复合体或复杂扇形复合体（如水下扇、三角洲朵叶）、重力滑塌块体、等高流丘、碳酸盐岩岩隆（礁和滩）。

7. 充填型

充填型主要特点是充填在下伏地层的低洼地形之上。根据外形的差别可划分为河道充填、海槽充填、盆地充填和斜坡前缘充填等等。根据内部结构还可以划分为上超充填、丘形上超充填、发散充填、前积充填、杂乱充填和复合充填等（图3-3）。充填型代表各种成因不同的沉积体，如侵蚀河道、海底峡谷、海沟、水下扇、滑塌堆积等等。河道充填的规模虽小，但意义重大。



图3-3　充填型地震相单元
（据Mitchum、Vail和Sangree，1977）

丘形充填和前积充填具有重要意义。丘形充填与沉积物两侧斜坡的重力下滑、丘形体中心和两翼沉积物的差异压实有关。但是最根本的原因还在于沉积物的局部地段堆积过快、过多。因此，一旦发现丘形充填就应仔细研究通过丘形体的纵横向测线，找出它们的物源，并恢复它的古沉积体系。而不宜简单地把它们的成因归结为构造力的横向挤压。

前积充填往往和扇或三角洲有密切关系。

研究盆地充填必须与研究盆地的性质紧密联系。就一个盆地或凹陷的性质来说，有侵蚀型的（如侵蚀谷）、有拗陷型的、地堑型的、单侧断陷（箕状凹陷）型的。不同性质的盆地（或凹陷、谷地、断陷、拗陷）对其上覆地层的充填类型有明显的影响。解释人员应当摆脱

单纯的形态或地震相分类，通过深入分析找出它们的成因特征。

（二）内部反射结构

内部反射结构指的是地震剖面上层序内部反射波之间的延伸情况和其相互关系。它们是鉴别沉积环境最重要的地震标志。R.M.Mitchum等人（1977）根据内部反射结构的形态，划分为平行与亚平行、发散、前积、乱岗、杂乱反射结构以及无反射等六种。现将各种反射结构的特征和所代表的地质意义讨论如下：

1．平行与亚平行反射结构

该反射结构以反射层平行或微微起伏为其主要特征。它往往出现在席状、席状披盖及充填型单元中。平行与亚平行反射代表均匀沉降的陆架三角洲台地或稳定的盆地平原背景上的均速沉积作用。

2．发散反射结构

发散反射结构的特点是相邻二个反射层的间距下向同一个方向倾斜（图3-4），横向加

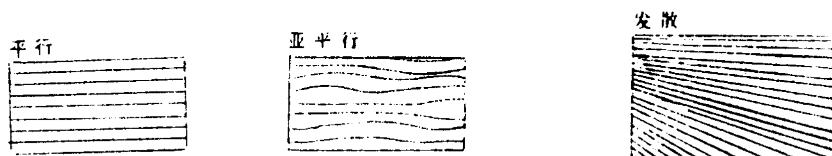


图3-4　平行、亚平行和发散反射结构示意图
（据Mitchum、Vail和Sangree，1977）

厚是由于单元内每个周期的增厚造成的，而不是由底面或顶面上的上超、顶超或侵蚀造成的。一般在收敛的方向上反射层突然终止。出现这种现象可能是由于地层厚度向上倾方向变薄，低于地震分辨率的原故。发散结构一般出现在楔状单元中。说明沉降速度差异不均衡沉积。在滚动背斜上，三角洲前缘砂岩和页岩反射层系向同期形成的同生断层方向有明显的发散现象，它是油气聚集的有利地带。

3．前积反射结构

前积反射结构通常反映某种携带沉积物的水流在向前（向盆地）推进（前积）的过程中由前积作用产生的反射结构，这种反射结构在地震剖面上最容易识别。它在倾向剖面上相对于其上下反射层系均是斜交的J.L.Rich（1951）称为退覆反射或倾斜型反射层系，它是陆架-台地或三角洲体系向盆地方向迁移过程中沉积在前三角洲或大陆坡环境内岩相的地震响应。L.F.Brown等（1979）把这一过程称之为同向递进相。

根据前积反射结构内部形态上的差别，可以划分为S型、斜交型、S复合斜交型、切线斜交型和迭瓦型五种（图3-5）。

（*a*）S型前积反射结构

一般具有完整的顶积层、前积层和底积层。S型前积结构连续性最好，振幅较强、周期宽向盆地方向则逐渐变窄。它代表一种水流能量较低的沉积环境。该反射结构横向变化，向上游呈S-斜交复合型结构，向下游，往往过渡为平行结构，倾角小于1°。

（*b*）斜交型前积反射结构（平行斜交型）

由很多相对倾斜而又互相平行的反射组成，其上倾方向对上界面顶超或削蚀，下倾方向

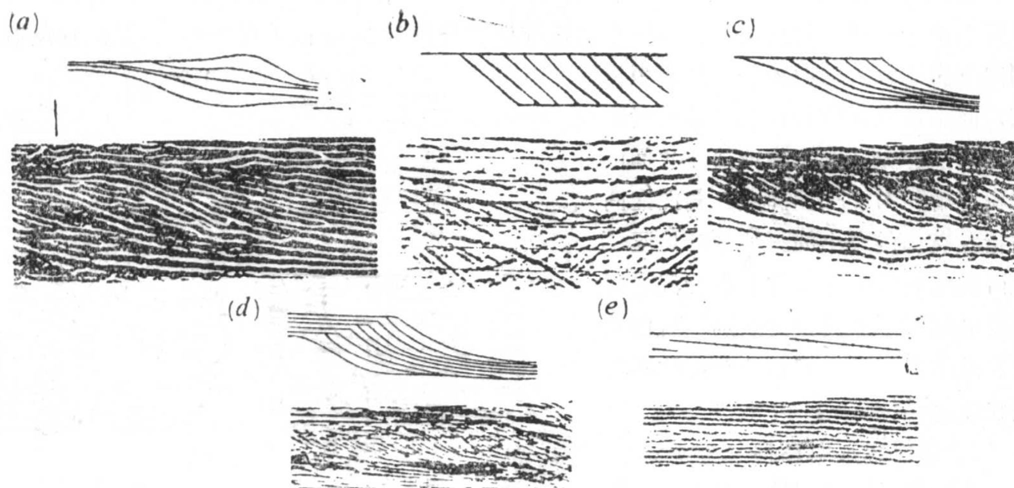


图3-5 前积反射结构地震剖面图
（据Berg修改，1982）
(*a*) S型 (*b*) 斜交型 (*c*) 切线斜交型 (*d*) 复合斜交型 (*e*) 迭瓦型

下超于下界面之上。也就是说没有顶积层也没有底积层，只有倾斜的前积层。前积层的视倾角最大可达10度。地震反射连续性较低，振幅较弱，周期窄，向盆地方向也窄。斜交型前积代表沉积物供应速度快，水流能量大，改造作用较强的沉积条件。

(*c*) 切线斜交型前积反射结构

切线斜交型是由斜交型派生出来的一种反射结构，其特点是无顶积层，有前积层，在前积层的下部倾角逐渐减小，过渡为倾斜平缓的底积层，呈切线型下超，切线斜交与斜交型相似，同样代表快速堆积高能量的沉积机制，所不同的是底部能量减弱。因此，能量小于斜交型。

(*d*) S-斜交复合型前积反射结构

S-斜交复合型由S型与斜交型前积组合而成，其特点是S型与斜交型反射层交互出现。地震反射振幅中～高连续性好。它是在前积和过路冲蚀双重作用下形成的，由于冲刷部分顶积层，因此，能量高于S型但低于斜交型。

(*e*) 迭瓦状前积反射结构

迭瓦状前积反射结构的特点是在二个平行的上下界面之间，有几组微微倾斜的互相平行的，不连续的反射层，它们无顶积层也无底积层，只有前积层，每一组前积层沉积完之后，相继沉积后一组前积层。排列图形很像“迭瓦”而得名。该反射结构代表一种浅水环境下的短期强水流堆积。Berg（1982）认为，在浪控三角洲前缘堆积的沿岸砂坝（沙垅），也可以形成迭瓦状前积结构。

前积结构在不同方向的测线上，表现形式不同。在倾向方向呈前积型，在走向方向则呈丘形（图3-6）。

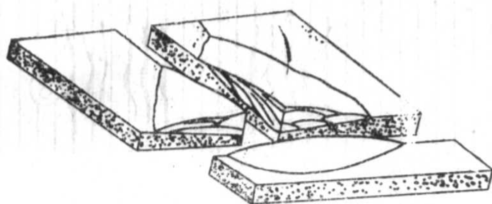
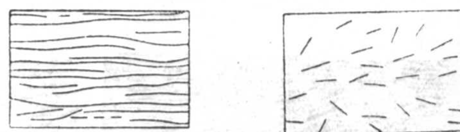


图3-6 前积结构在三度空间反射特征示意图
（据Sheriff，1980）

4．乱岗状反射结构

乱岗状反射结构由不规则的、不连续亚平行的反射组成，常有许多非系统性的反射终止和同相轴分裂现象，波动起伏幅度小，接近地震分辨率的极限（图3-7）。乱岗状反射结构侧向变为比较大的明显的斜坡沉积模式，向上递变为平行反射。该反射结构代表一种分散弱水流或河流之间的堆积，解释为前三角洲或三角洲之间的指状交互的较小的斜坡朵叶地层。乱岗状与杂乱状在名称上容易混淆，但反射结构不相同，为区别二者的特征，爱尔夫、阿奎坦石油公司称其为波状反射结构。





乱岗状　　杂乱状

图3-7　乱岗状、杂乱状和无反射结构图

（据Mitchum等修改）

5．杂乱状反射结构

杂乱状反射结构的特点是不连续的、不规则的反射，振幅短而强。它可以是地层受剧烈变形，破坏了连续性之后造成的，也可以是在变化不定相对高能环境下沉积的，在滑塌构造、切割与充填河道综合体、高度断裂的、褶皱的或扭曲的地层，都可能产生这种反射结构。

事实上，许多火成岩侵入体，泥丘（盐岩）刺穿以及深部地层都可能出现杂乱反射结构。这些地质体本身可能是均质的或成层的。但因为它们反射能量太弱，低于随机噪声的水平。而呈现不规则的杂乱结构。另外盐体与围岩界面不规则也是形成杂乱反射的原因。

6．无反射

没有反射反映了纵向上沉积作用的连续性。如厚度较大的快速和均匀的泥岩沉积，它们有利于碳氢化合物的生成和超压带的形成。无反射有时也反映均质的、无层理的、高度扭曲的或者倾角很陡的砂岩、泥岩、盐岩、礁和火成岩体。

（三）振　幅

振幅是质点离开它平衡位置的最大位移。根据物理学可知，振幅能量的大小与振幅平方成正比。

振幅直接与波阻抗差有关，

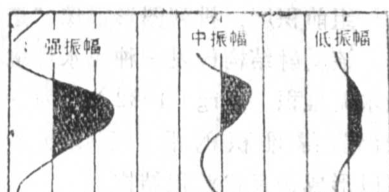


图3-8　振幅的分类

（据大庆地调，1980）

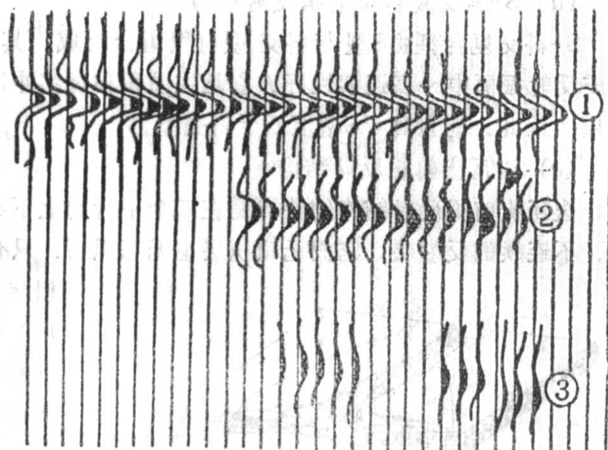


图3-9　连续性分类

（据大庆地调资料修改，1980）

①连续性好　②连续性中　③连续性差

波阻抗差高，则振幅强。波阻抗差低，则振幅弱。为了便于描述我国大部分地区根据振幅的强弱分为强、中、弱三级（图3-8）。

强振幅：时间剖面上振幅超过一个地震道。

中振幅：振幅在二个地震道之间。

弱振幅：振幅小于1/3地震道间距。

振幅的快速变化说明二组地层之中的一层或二组地层的性质发生了巨大的变化。相反，振幅在大面积内是稳定的，说明上覆和下伏地层岩性之间连续性良好，岩性和物性在横向上变化不大。

（四）连 续 性

指同相轴连续的范围。连续性直接与地层本身的连续性有关，连续性愈大，沉积的能量变化愈低，沉积条件就愈是与相对低的能量级变化有关。根据同相轴连续排列的长短分为好、中、差3级（图3-9）。其分级标准如下：

连续性好：同相轴连续的长度大于一个迭加段。

连续性中等：同相轴连续长度接近1/2迭加段。

连续性差：同相轴连续长度小于1/3迭加段。

（五）波 形 排 列

这里指的是同相轴排列的形状，它反映互相接近的地层间的沉积环境，如果波形排列在横向上变化不大或变化缓慢，说明地层变化不大，常常出现在低能沉积环境中（粉砂、泥灰质粘土和悬浮物质形成的沉积等等）。如果波形排列变化迅速，说明地层变化迅速，常出现在高能环境中，如河道沉积、夹有“砂坝”的三角洲平原沉积；浊流沉积等。

根据同相轴排列组合的形状，可以分为杂乱、波状、平行和复合波形排列四种（图3-10）。

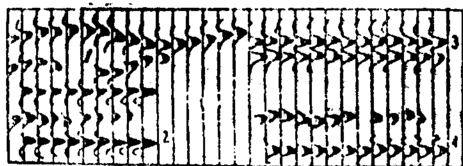


图3-10　波形的分类

（据大庆地调，1980）

1．波状　2．亚平行　3．平行　4．上波状下平行

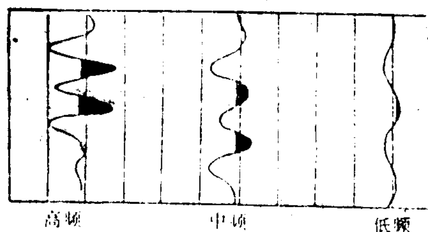


图3-11　频率等级分类示意图

（据大庆地调，1980）

杂乱：同相轴排列方向无规律，而短。

波状：同相轴排列呈波状。

平行：相邻同相轴排列近于平行。

复合波形：包括平行夹波状或上波状下平行等。

（六）视 频 率

频率表示质点在单位时间内振动的次数，而视频率指的是地震时间剖面中反射同相轴呈

现的频率。一般按相位排列稀疏程度分为高、中、低三级（图3-11）。

高频：相邻同相轴紧密排列，“能量团”前部呈“尖锋状”。

中频：相邻同相轴间距相等，“能量团”前部较钝”。

低频：相邻同相轴间距稀疏，“能量团”前部钝园。

频率横向变化小说明地层稳定。往往产生在低能沉积环境中。如果频率横向变化大，说明岩性快速变化，一般产生在高能沉积环境中。

以上所讲的六项地震相划分标志，外部几何形态和内部反射结构划分地震相时，比较直观。由于不同沉积相都有其独特的堆积几何形态和内部结构，因此受到国内外地震地层学家们的广泛应用。振幅、频率等参数受客观和主观因素影响较大，如野外激发条件、使用仪器型号、性能以及处理资料选取参数的变化，带来某些多解性。因此，二者需要互相配合，综合解释才能获得比较园满的效果。

划分地震相除上述标志之外，还有其它很多标志，如层速度、丰度、等等。各地区可以根据本区的特殊情况提出自己的独特标志。此外，还有一些物理参数亟待开发和应用，如极性、相位、横波速度、泊松比、衰减等等。在利用动力学参数特征进行解释时，其成功的关键在于采集、处理、显示等技术条件的统一，通过地震模型找出它们与客观地质现象的内部联系、以及选择适宜的对比标志。

三、地震相分析

地震相分析是地震地层学的一个核心问题，就是利用地震参数结合井下和地面的其它资料综合解释沉积环境和沉积体系。

随着地震勘探技术的飞跃发展，地震相分析工作的不断深入，研究的方法也在不断更新。不过概括起来也只有二个方面，一方面是利用地震参数研究其在纵横向变化规律。另一方面则是以古地貌和古水流为地质背景，侧重于几何形态分析并综合其它各项资料研究其沉积体系变化规律。

（一）利用地震参数研究其在纵横向的变化规律。其中包括地震属性参数分析、最佳地震参数分析和地震相单元的编码等

1．地震属性参数分析：利用振幅、频率、连续性等地震参数，通过有钻井资料的地震剖面，分析哪些是砂岩，哪些是泥岩，最后以剖面或平面图表示（图3-12）。

振幅	强	中强	较弱	弱
连续性	连续	较连续	断续	零星
丰度	密集	中	稀疏	
频率	高频	中频	低频	

图3-12　地震参数“转相图”

（据江汉地调，1980）

图3-12是一张用振幅、连续性、丰度和频率4项参数划分的地震 相图，根据它们反射上的差别分为四个相区，即砂岩相、泥岩相、砂砾岩相和礁滩相。

从图中可以看出有许多重复的相区。就较弱振幅、断续这二项参数而言，它既可以是泥岩相，也可以是砂砾岩相和礁滩相。又如强振幅、较连续性，既可以是砂岩相又可以是礁滩相。这一事实说明，单纯使用一项标志作为划分相的依据，存在多解性。因此，必须结合沉积特征综合分析，才能获得完满的效果。

最近我国不少地区把地震参数与岩性资料配合，初步确定不同参数地震相与沉积相的关系。根据某油田研究结果表明：

不连续、弱振幅地震相——浅湖相。

连续、强振幅地震相——河流湖泊交替相。

较连续、中振幅地震相——滨湖相。

斜交前积地震相——三角洲相。

上述地震相与沉积相的关系是综合了岩性、化石等资料而确定的。如不连续、弱振幅地震相经钻井揭示为一套深灰、黑色泥岩夹白色细砂岩，泥岩中富含介形虫及轮藻等化石，并见蠕虫、孔穴等活动痕迹。这些现象都说明沉积时水比较浅，稳定、低能环境，应属浅湖相沉积。

值得提出的是，由于不同地区、不同时间所采用的采集和处理技术不同，会影响到解释的一致性。因此，一种地震相不一定对应一种沉积相。二种类型的地震相对应一种沉积相的现象也经常发生。

2．最佳地震参数分析：选择最能代表沉积环境的地震参数 划分地震相。这一方法是以地震剖面为基础的。首先分析地震剖面上的反射特征（图3-13），勾绘成平面图(图3-14)。然后统计反射特征与岩性的关系，作层速度～岩性量板，勾绘砂岩百分比图（图3-15）最后在砂岩百分比图的基础上编制沉积相图。

图3-14是一条测线的反射特征，连接这些相同的反射特征可以圈出三个相区。即杂乱反射相区、S斜交复合型反射区和乱岗状（波状）反射区（图3-16）。

图3-15是通过岩性指数量 板编制的岩 性分区图。图中偏 砂相，含砂20—60%，层速度

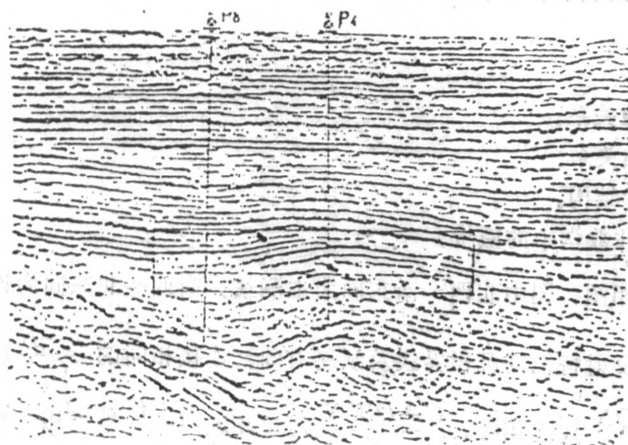


图3-13　X测线反射特征图

（据许绍陵，1985）

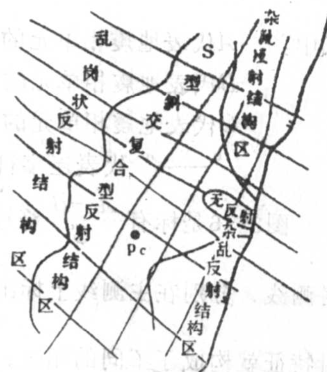


图3-14　反射结构类型分区图

（据许绍陵，1985）

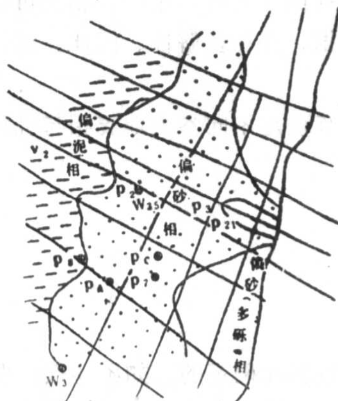


图3-15　X区岩性分区图

（据许绍陵，1985）



图3-16　标有$\frac{A—B}{C}$符号的地震相图

（据地震地层学专辑，1981）

高达3600—3800m/s。反射振幅较强，高连续性。偏泥相含砂小于20%，层速度较低，小于3400m/s，反射振幅弱，连续性差。该区地处鲁西隆起，东部大断层的下降盘，反射杂乱，属于不均衡快速堆积的粗粒沉积物。PC区由东向西倾角趋于平缓，由杂乱反射—S复合斜交型反射，逐渐过渡为乱岗状（波状）反射。说明由高能向低能变迁。据推测该环境可能为扇三角洲沉积体系，其杂乱反射可能为扇根，S复合斜交型为扇中，乱岗状为扇端。

这一方法突出了主要参数，直观与地质结合紧密，是目前应用比较广而又受欢迎的方法之一。

3．地震相单元的编码：在地震相单元内，采用巴博（Bubb）等人的编码系统编制成地震相平面图。

巴博的编码系统反映了地震相单元的内部反射结构和地震相单元的顶底界接触关系，以

$$\frac{A—B}{C}\text{表示}$$

式中：　A代表地震相单元的顶部接触关系。

B代表地震相单元的底部接触关系。

C代表地震相单元的内部反射结构。

"——"代表连字符号，并非数学中的减号。

图3-16是标有$\frac{A—B}{C}$符号的地震相图，图中北西～南东向为主测线。南西～北东向为连络测线，分别在主测线上标出$\frac{A—B}{C}$反射特征的沉积界线及倾斜方向。连接相同的$\frac{A—B}{C}$反射特征就构成了不同的相区。如$\frac{C—ON}{P}$地震相区，$\frac{C—DWN}{P}$地震相区$\frac{C—C}{P}$地震相区和$\frac{C—DWN}{M}$地震相区。

图3-17是结合露头及钻井等资料综合解释的环境图。分别编制各地震相单元图、环境图，研究其纵横向发育和消亡的过程。

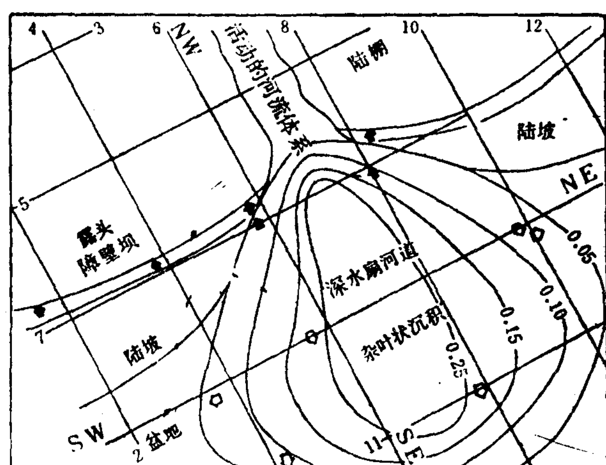


图3-17　上图的环境图

（据地震地层学专辑，1982）

（二）以古地貌和古水流为地质背景建立沉积体系

这一方法是在古地貌的背景上，利用地震反射的外部几何形态和内部反射结构研究沉积体的平面展布。

据Fisher和Mcgowen（1967年），“沉积体系是在成因上由现代或古代沉积作用和沉积环境联系在一起的岩相三维组合”。

沉积体系是地震地层学研究的一个基本工具。掌握了不同沉积体系的特征及其在不同盆地内的分布规律，就可以利用已知的资料预测盆地内不同沉积相的分布，和它们的形态。

沉积体系与古地貌有着极为密切的联系。可以利用古代地形的轮廓，勾绘古代湖岸线的位置、高山、平原和河流的分布，以及沉积体系的分布。

1．古地貌图和地层等厚图

在理想情况下，即假设地层的岩性均一的条件下，只要把目的层段的顶面拉平，量出各地该层段的厚度（在地震地层学研究中常用其时间差），并作成等值线图，即得该地层的等厚图（或等时差图）。这张图即反映了该层段的厚度变化，也反映了该层段底面在该层段结束沉积时的古地貌。然而，从理论上讲，它还不是真正的古地貌。原因有三：

一是各处地层的岩性并非均一，它们的压缩程度相差很大。如欲精确计算，则应根据各地段层速度的变化，推出各地段的总体岩性，并根据脱压实校正方法，恢复该段地层沉积结束时的原始厚度。依照这种厚度作出的等厚图，将更逼近当时该层底面的古地形变化。

第二是目前在地震剖面看到的地层厚度，可能是残余厚度。在它沉积完成后，在某些地段，特别是盆地的边缘或盆地中的隆起区，可能遭到剥蚀，为恢复它的真实厚度和真实边界，可以采用顺地层顶底面斜率的自然延伸法，交会出推测的尖灭线位置，并用以编图。

为了校正这一推测厚度是否可靠，也可以利用Athy（1930）提出的页岩密度跃差，计算不整合面上下地层的缺失厚度。

第三是古水深的校正。就是说，地层在当初沉积结束时，可能并未填满水体，而可能是沉积在水面以下。因此，这一校正是十分困难的。它需要众多的指示古水深的生物或岩矿标志，对地震地层研究来说，要取得这些资料是不可能的。在地层层面（即反射界面）大体平行的条件下，可以舍去不管。在存在古阶地或者古三角洲平原的情况下，可以古阶地或三角洲平原作为原始水深的基准面，并加以校正

2．古水流体系及沉积体系的建立

古水流决定了构成盆地充填物沉积体的分布，方位和组成。研究水流体系对于了解和预测各种模式成分是不可少的（Potter和Pettijohn，1977）。早期的研究方法是通过露头或取心井资料，研究交错层的产状或砾石长轴排列方向。70年代采用地层倾角测井综合岩心资料确定水流方向。上述方法虽好，但在没有打井的地区则一筹莫展，而地震地层学则正好可以弥补这一缺陷。

众所周知，前积结构是一股携砂水流向盆地推进的产物，因此，前积结构的倾斜方向即代表水流方向。利用地震剖面上二条测线上的前积结构采用矢量组合的办法即可确定水流方向。

当一条测线前积结构显示不清，或地形平坦水流方向难以组合时，可采用砂层等厚图确定，将砂层厚度增大的方向作为水流方向（图3-18）。也可以用地层等厚图厚度增大的轴线方向。上述水流方向是经过构造变动之后的水流方向。要想根据前积结构研究古水流方向，关键在于确定前积结构的原始产状，必须将地层恢复到未变动前的水平状态，具体作法如下（图3-19）。

(1) 根据二条交叉地震剖面上前积结构的视倾斜计算它们的真实产状(图3-19)

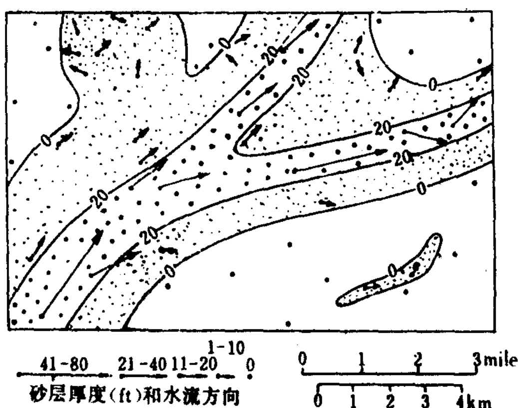


图3-18 砂岩等厚图

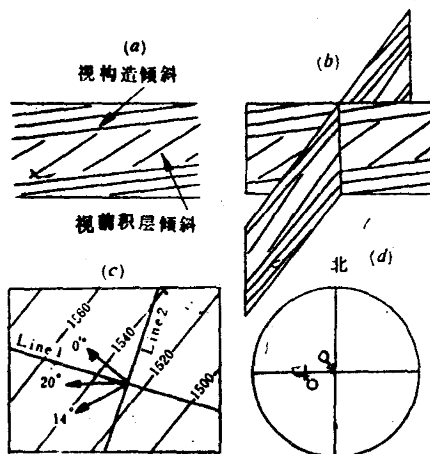


图3-19 根据前积层的地震反射确定古水流方向

(据Roksandic，1978)

构造倾角310°∠10° 前积层倾角270°∠20°

校正后前积层倾角240°∠14°

(2) 根据地层倾斜值旋转前积结构。这里地层倾斜值可以从构造等高线图上或者交叉测线上量取（图3-19*c*）。旋转前积结构可以用赤平投影网来完成（图3-19*d*）。

根据上述工作方法，结合下一节所讲的各种沉积体的地震特征，即可作出一个盆地或地区的古水流体系、古沉积体系图。它们在盆地的资源评价、有利含油带的推断和有利圈闭位置和类型的确定具有十分重要的价值。

图3-20为渤海盆地的沉积体系图（徐怀大，1982）。由图看出，在这个盆地中发育了各式各样的沉积体系。其中有些体系恰好与早已发现或新近发现的油田位置相重合。

四、碎屑岩沉积体的地震特征

沉积体系是由沉积体组成的。沉积砂体是沉积体系的骨架，又是形成圈闭的基本单元。因此，研究沉积体地震特征是寻找油气的关键环节，由于工作方法仿效沉积相模式，所以通

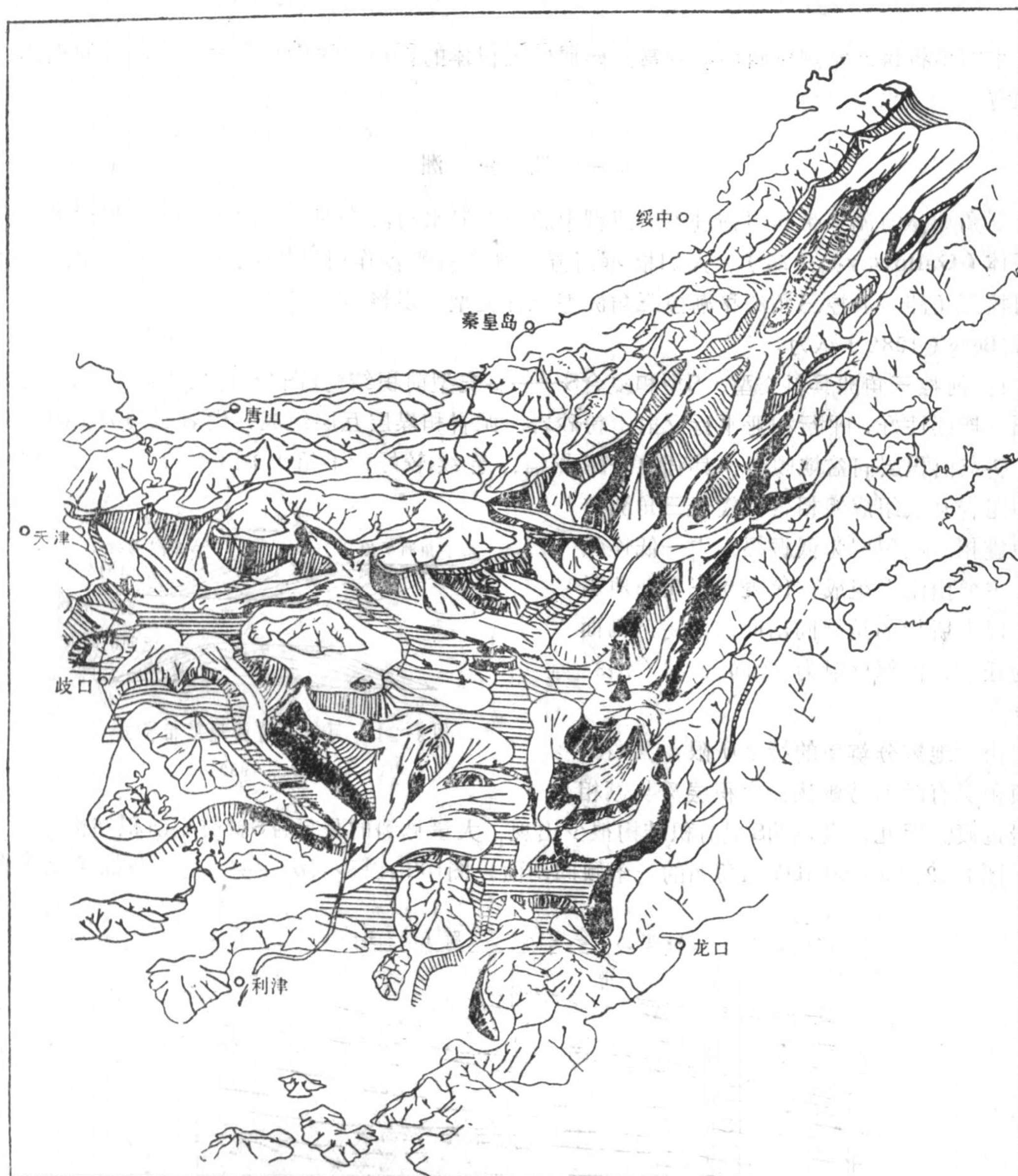


图3-20 渤海盆地下第三系东营组沉积体系图
(据徐怀大，1982)

常把这项工作称为地震相模式研究。严格地讲，地震相模式的研究就是以沉积学的原理和概念对地震资料进行沉积学解释。其解释质量取决于对沉积学原理掌握的深浅、地震资料的好坏、利用掌握参数的多少以及处理和显示手段的先进与落后。从目前技术条件来看，三维解释加地震模型，是当前所能达到的最高水平。即便如此，在解释中，人的素质却是极其重要的因素。有的人（Sheriff，1977，1980；Andrew，1983）强调解释中的艺术性和想象力。并认为地震地层学与其说是科学不如说是艺术。这里实质上是强调经验的作用。有的人（Brown，1983，1987）则强调概念流的作用，即在解释中，应当从某种可能的概念模式出发，分层次逐步深入地进行解释。当此路不通时，更换另一概念模式，直至得到最佳拟合为

止。

本节中将讲述常规资料中各种常见碎屑岩沉积体的识别，它们是三角洲、扇、浊积体、河道等。

（一）三　角　洲

三角洲是河流携带碎屑物进入海或湖中后，在河水与海（湖）水共同作用下形成的综合沉积体（Galloway，1975）。人们根据河流、波浪和潮汐作用的相对强度，将三角洲划分为河控三角洲、浪控三角洲和潮控三角洲等三种类型，现将地震标志分述如下：

O.R.Berg（1982）认为：

1．河控三角洲具斜交型、S型和复合S——斜交型前积结构(图3-21)。图中顶积层为高振幅，连续性好，平行和亚平行反射由粉砂岩、泥岩和煤层互层组成，代表三角洲平原地震相。斜交前积层向盆地倾斜，具有中—高振幅、连续较好。下超于湖（海）面之上。由砂岩和泥岩互层组成粗相带，代表三角洲前缘地震相。底积层为低振幅，中—低连续性，主要由泥岩组成，代表前三角洲地震相。以上所指的是倾向剖面。沿走向剖面则为丘形，内部反射为双向下超（图3-21）。

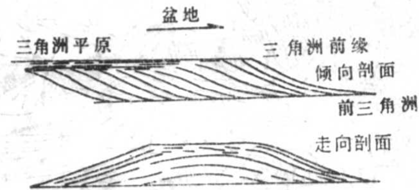


图3-21　河控三角洲地震相模式
（据Berg，1982）

由于地震分辨率的精度所限，三角洲的顶积层有时不易辨认，底积层又与湖相泥岩过渡。因此，真正的S型前积结构很少出现，大量见到的是复合S斜交型前积结构。

图3-22是GY坳陷DY三角洲的一条倾向剖面，图中T_4以砂岩为主夹灰色、灰绿色及红色

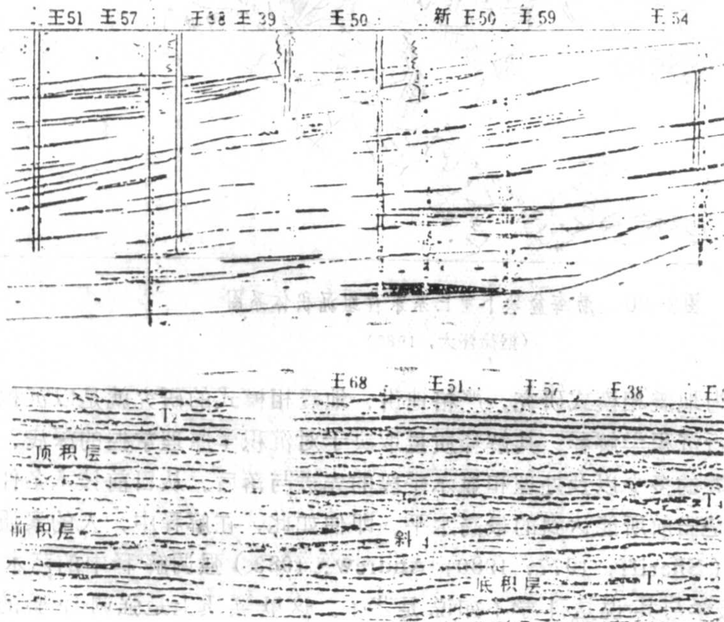


图3-22　三角洲地震剖面及钻井剖面
（据杨云岭，1986）

泥岩及炭质页岩。地震剖面中反射平行。应属三角洲平原。T_6以暗色泥页岩夹有浊流砂岩体沉积属深湖、半深湖相沉积，地震反射具有强振幅、连续性好。T_4与T_6之间前积层连续好振幅强，以复合S斜交型为主。经钻探证实物源来自东部胶辽地盾较大的河流由东向西推进。在这个三角洲面积上打井，见油层5-29m，日产油100—250吨/日。

2．浪控三角洲地震反射特征，以迭瓦状前积结构为主要特征（图3-23）。在浪控三角洲的前缘常伴有砂坝。

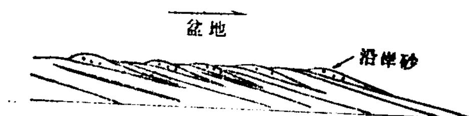


图3-23　浪控三角洲地震模式
（据Berg，1982）

3．潮控三角洲的地震反射特征目前还没有统一的认识，这里不多加讨论。

由于河流的改道和沉积作用的断续，三角洲常以朵叶的形式分期向湖（海）推进。每一个朵叶为一期，他们之间有一组强反射，并且后一个朵叶上超在前一个朵叶之上。对比这些朵叶，编制成等厚图，有助于研究三角洲的变迁。

（二）扇

扇的分类和命名存在着混乱，就目前国内外文献中，有扇三角洲、冲积扇、洪积扇(锥)、水下冲积扇、水下扇、近岸扇、湖底扇、海底扇等等。其中洪积扇和冲积扇纯属陆地上山口附近的堆积，争议不大。湖底扇（此名用的不多）海底扇，多指海（湖）深处的浊积沉积，放入下节中讨论。其中争议最大的是扇三角洲、水下冲积扇、水下扇、近岸扇。看来水下冲积扇的命名是不当的。冲积本身是陆地上的产物，与水下二字合并使用是相互矛盾的。近年来用者渐少。并改为水下扇，以强调其全然产于水下。

扇的地震鉴别特征如下：

1．一般产于箕状断陷陡坡侧的生长断层面附近，或者古地貌的山谷出口处。

2．平面外形复杂，典型呈扇形，但当承受充填物的凹陷外形复杂多时，其外形将随凹陷的形状而变化。在顺倾向方向为楔形，有时中段可以发育规模不大的较平缓的三角洲平原。横（走向方向）截面为典型的丘状，背斜的幅度扇根最高，向外逐次降低，但宽度一般逐渐加大。

3．顺倾向方向的地震剖面中，发散（或在反方向上为收敛）型反射结构十分发育。或可称作帚状结构。收敛点指向扇根物源处。然而，在很多剖面中，可以看到倾角和规模不等的、相互叠置的数期发散结构。说明它们的发育历史上，经历几个阶段（期）。

4．倾向地震剖面中反射的连续性是多变的。一般说来，在各发育期扇的顶面和远端的反射连续性强。在它的内侧靠近生长断层面附近，反射杂乱或无反射。通常是粗粒碎屑堆积的反映。在它的顶端，特别是靠上的扇体顶部，反射的连续变差，间或出现下凹的弧形，它们是辫状河道沉积的反映。

5．在走向剖面上，在扇根部分的高幅度沉积背斜式反射中，在它的上部，有相当比例的不连续反射、杂乱反射、下凹弧形反射。为辫状河道的特征。在高度减小、宽度大增的扇中部分的横剖面中，反射的连续性增强，反映河道沉积的不连续或杂乱反射比例减少。扇端部分的幅度进一步降低，宽度减小，连续反射进一步增多，反映河道的反射更少、更微弱。

6．扇的出现往往与生长断层有成因联系，除了紧贴生长断层面发育外，扇的内部往往发育与之平行或相对峙的正断层。大型扇的内侧常发育勺形正生长断层。而且在重力滑动作

用下，扇体常常构成明显的滚动背斜。致使最下部的地层产状反向翘起。

扇有多种类型，是陆地上的洪积扇，还是水下的水下扇、浊积扇、扇三角洲？要根据地质背景、岩沉古地理位置综合分析才能确定。

图3-24为取自华北地区的一个多层系的水下扇地震剖面，其中扇根、扇中和扇端特征比较清楚。扇根为丘状的杂乱反射，扇中为一套比较连续的强反射段，扇端则为较连续的弱反射。桐34井恰好钻在扇中部位，揭示强反射段为砾岩层，由井向外推，弱反射主要为暗色泥岩。钻井证实扇中的砾岩层是富集工业油气的储集层。

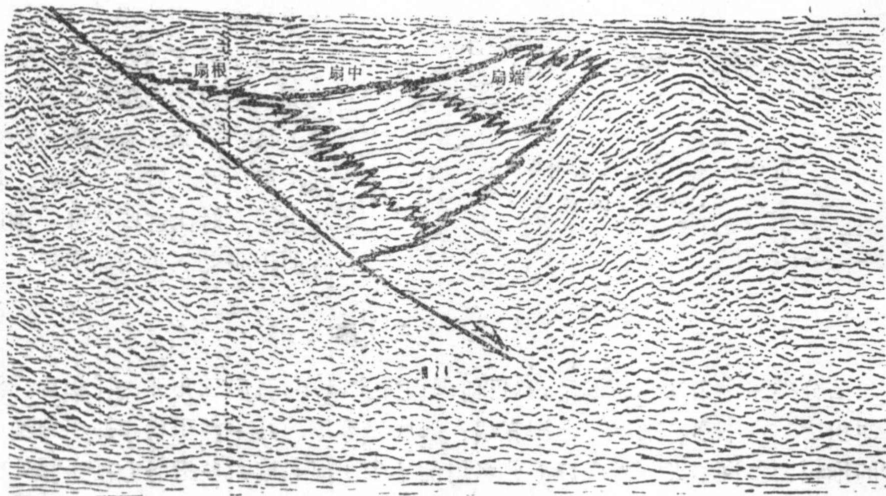


图3-24 LF-571水下扇地震剖面

（据赵翠英，1986）

图3-25为发育了较平缓的三角洲平原的扇三角洲。

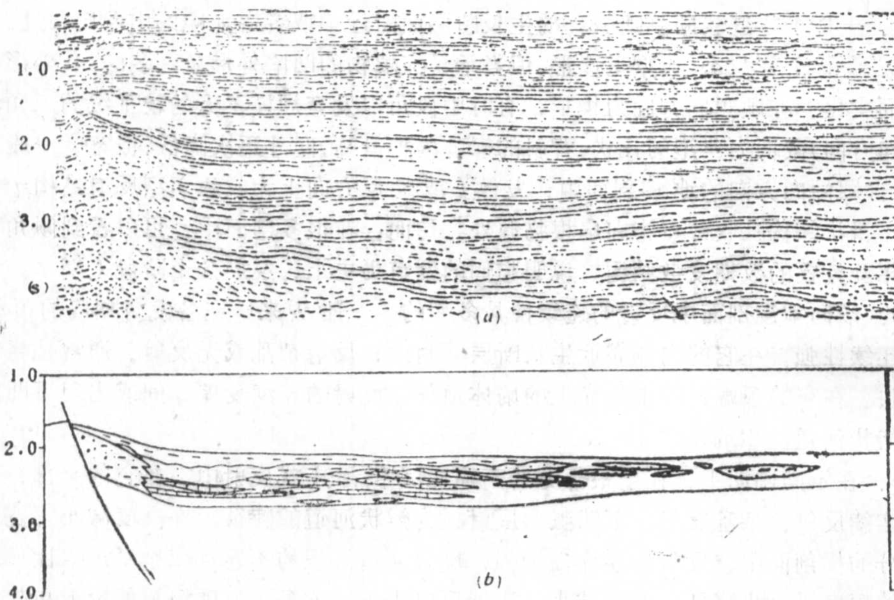
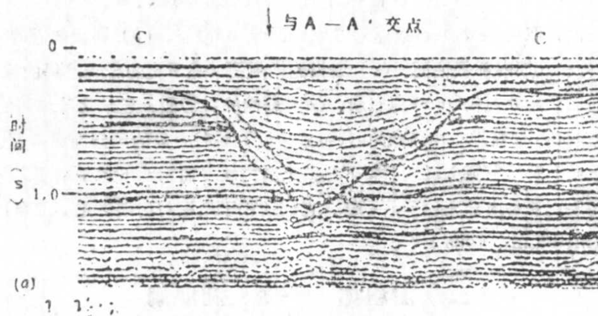


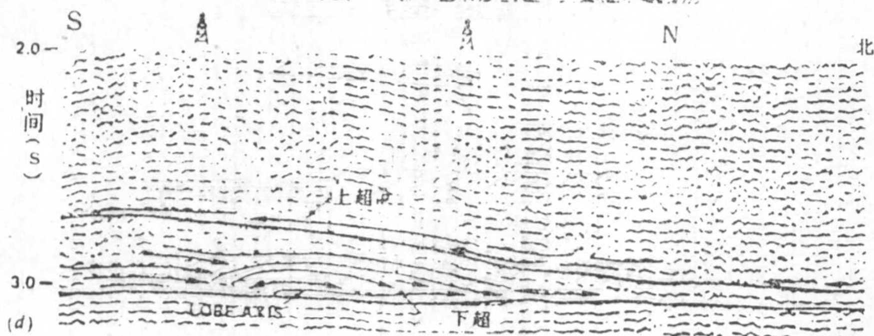
图3-25 扇三角洲地震剖面

（据姜锡江，1987）


与A－A′交点
C
C
0
时间(s)
1.0
(a)


与C－C′交点
A
A′
0
时间(s)
1.0
(b)


河道
天然堤
天然堤
时间(s)
1.0
下超
(c)
1.2


S
N
北
2.0
时间(S)
上超
3.0
LOBE AXIS
下超
(d)

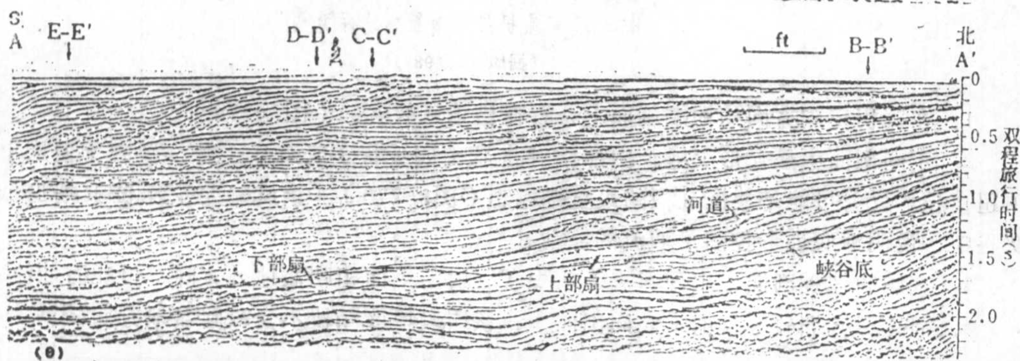

S
A
E-E′
D-D′
C-C′
ft
B-B′
北
A′
0
0.5
1.0
1.5
2.0
双程旅行时间(s)
河道
下部扇
上部扇
峡谷底
(e)

图3-26　表示海底峡谷各部分特征的典型地震剖面

(*a*) 海底峡谷的横剖面，取自New Jersey岸外古Wilmingjon峡谷。(*b*) 同上峡谷的纵剖面，显示峡谷充填物的S型前积结构和几期内部侵蚀面。(*c*) 扇根的横剖面，显示大的带天然堤的水道和上凹的天然堤顶面，取自加里福尼亚岸外现代Dume海底扇。(*d*) 扇端的斜切面。显示朵叶体间的下超、上超关系。取自加里福尼亚San Joaguin盆地上中新统Stevens扇。(*e*) 峡谷—扇的顺倾向纵剖面。其中扇端为一不规则不连续高振幅丘形反射。上倾上超、下倾下超，上扇由峡谷前积并下超于扇端之上。峡谷底面很陡，与下伏地层呈削蚀接触。峡谷内部充填了前积层。它们前积于扇根与扇端之上。取自Ivory岸外一中生代峡谷-扇体系（据Mitchum，1985）

（三）浊积体——海（湖底扇）

浊积体是由一套重力整体搬运机制下产生的浊积物，或称重力整体搬运沉积，这种沉积是依靠自身的重力在超过沉积物内部粒间摩擦和吸附力造成的剪切应力后产生顺坡而下的运动的产物（海底扇）。其规模大小不等。小者几公里，十几公里。大者可达上千公里。世界现有最大的海底扇，是位于印度与缅甸之间、由恒河和布拉马普特拉河供应沉积物的孟加拉扇，长达3000km，最宽处1430km。

图3-26为几个典型的地震剖面，说明各部位的反射特征。

从上述对海底扇地震地层研究成果看出，近年来掀起的海底扇研究高潮。还有许多问题值得深入。由于世界上陆续发现众多的海底扇油田（北海、加里福尼亚岸外、现代印度扇等）。上述经验对我国近海及内陆海底扇油田的找寻及开展湖底扇的研究或有裨益。

除了上述位于海底峡谷出口的陆坡-盆地范围内的海底扇式浊积体外，在前积活跃的三角洲下面和前面也可以形成浊积层序（图3-27）。现将直接和间接的地震标志概述如下：

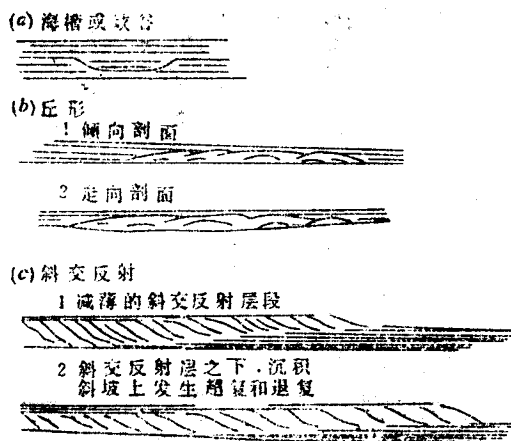


图3-27　浊积层序地震标志示意图

(据Berg，1982)

1．在沉积走向方向的地震剖面上，存在槽地或峡谷。(图3-27*a*)。

2．走向剖面中呈丘形反射，内部反射波状（园丘状）或杂乱反射，它被上覆层上超或顶超。丘形反射可能是浊流沉积的最直接标志（图3-27*b*）。该反射大多数位于海底低地或峡谷中，说明海底地形控制了浊流的流动。

3．在倾向地震剖面上出现斜交（前积）反射的下面和朝盆地的方向，可能有浊流。

a．河控三角洲斜交反射（倾向剖面），该层段厚度保持不变或向盆地方向减薄，在它

的下伏层可能存在浊流沉积（3-27c_1）。

b. 在沉积的斜坡上伏在三角洲前积层序下方的地层先上超而后又发生退覆说明可能有浊流层序（图3-27c_2）。

Berg认为上述单个的地震标志，不能确切说明有浊流沉积，只有当这些标志同时出现或在区域分析中进行综合研究时，才能作为浊流层序存在的证据。

值得提出的是，在碳酸盐岩陆棚或台地发育的前下方，也可以形成浊积扇体。它们可以是深水碳酸盐岩浊流，如墨西哥的雷弗尔玛油田即形成于此种类型的浊积岩中。也可以是碎屑岩构成的浊积扇。例如美国Midland盆地上古生代地层中的上超型陆坡沉积体系中，伴随着海底峡谷朝陆地方向前推，在海底峡谷的头上形成上超式建设性海底扇和陆坡裙。并发现了不少油田。

（四）某些常见沉积体和地质体的地震模式

河道、沙坝、盐岩、泥丘、火成岩体是些常见沉积体，它们在油藏形成中起重要作用，有的本身即可构成油气圈闭。因此，这类油藏日益得到人们的重视。

1. 河道（床）

河道是河流作用形成的次一级地貌单元，它既是搬运沉积物的通道，又是发生侵蚀和沉积作用的重要地带。由于河流的改道、决口、废弃以及输沙量的变化，在河道及其附近，还可以形成曲流沙坝（点沙坝或边滩）、心滩、天然堤、决口扇、牛轭湖等次一级沉积体。河道是构成某些沉积体系的中枢。一般认为，河道是陆地上的特征。然而，大量海洋地质研究表明，在海底的陆架、陆坡和盆地中，水下河道相当发育。

河道地震反射以充填型为主要类型，外形上部平，下部凹，由于河流流动冲刷了下伏层而后充填。因此，河道的底部反射层序与下伏层序不连续，内部反射平行-亚平行或前积，强振幅、低频，向边缘上超，边界清晰。图3-28a是美国落基山的一个河道，图中4、5、6井

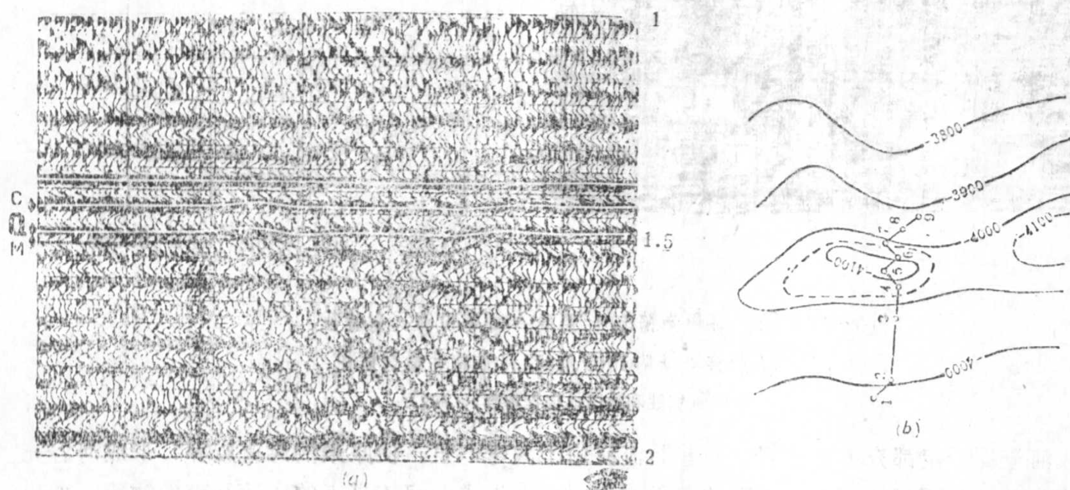


图3-28 a. 美国落基山白垩系河道地震剖面 b. 美国落基山侏罗系顶部构造图

（据T.L.Davis，1979）

最低部位恰恰是侏罗系顶部吉尔贝河道的中心。横切本区地震剖面发现c层以上和M层以下反射是平行的，而M层微微的向下凹（图3-28*b*）。

图3-29是南斯拉夫岸外一个非常大的河道，河道下切入下伏地层，边界清楚，河道的内部，反射终止，河道底部含气。笔者认为上部不含气可能由于岩性细泥质增加的原故。

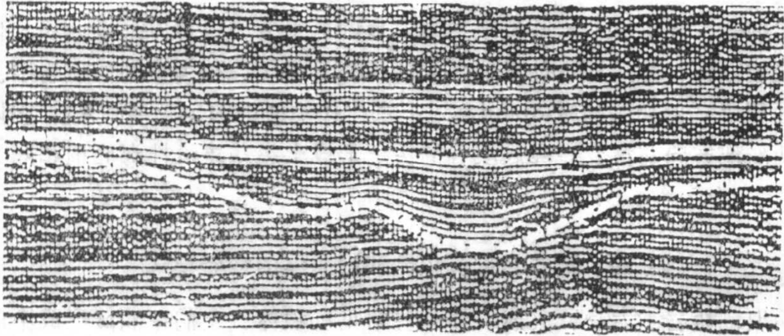


图3-29　南斯拉夫河道地震剖面

（据Anstey，1980）

图3-30*a*是我国GY坳陷河道地震剖面，图中T_4波阻代表上覆的白云岩和部分灰质泥岩，分布广，稳定，与T_6反射层接近平行，T_5不稳定微微向下凹。经钻探证实，河道中心的B、C井砂岩发育，A、D井为大段泥岩，下部地层缺失（图3-30*b*）说明由于河道下切所致。该区经试油后获百吨以上的高产油流。根据这一规律在其北部打井，见14.8m厚的油层，日产油238t，气6007m³。实践表明该河道就是油积扇的通道，扇体的含油面积约几十平方公里。已建成每年百万吨的生产能力。

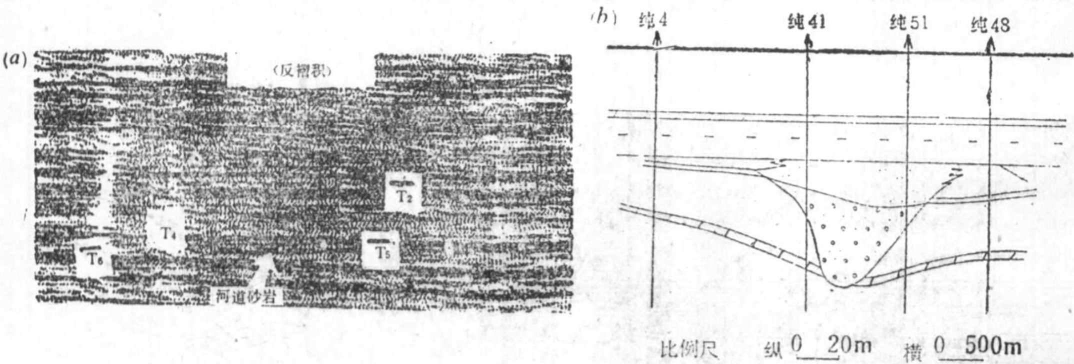


图3-30　(*a*)　济阳坳陷600²测线，河道内部反射特征

(*b*)　济阳坳陷600²测线，河道钻井横剖面图

（据胜利油田地调指挥部，1982）

河道不一定都充填有砂岩，一些曲流河由于截弯取直，使原来的河道废弃，形成河谷充填或牛轭湖沉积相。废弃河道中的沉积物主要是在洪水期河流带来的比较细粒的物质，如粉砂岩和泥岩等。地震反射边界不太清晰，内部弱振幅波状断续反射，围岩则为强反射，连续中一好，边缘见绕射。如图3-31。有些河道沉积很薄，只有一个同相轴。此时可借助三维水

平切片进行研究。

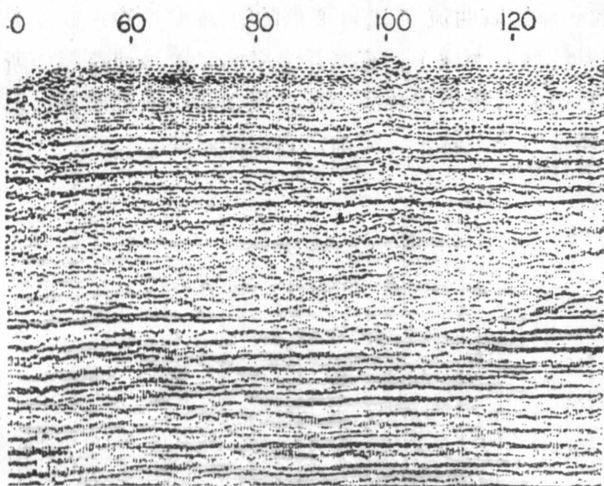


图3-31　废弃河道地震剖面

（据Anstey，1980）

河道从成因上讲有侵蚀河道和沉积河道。侵蚀河道一般出现于上游，是由于水流所携带的泥砂量小于它的输沙力；它就从河道上携带泥砂，产生冲刷，冲刷使河道降低，断面扩大、流速减小、输沙力降低、冲刷逐渐停止。沉积型河道一般出现于下游，是由于水流携沙超过了它的输沙力，是指带有天然堤的河道。这些天然堤是在洪水泛滥、河水越过河堤时流速突降、悬沙能力骤减的情况下产生的。天然堤的厚度向外逐渐减薄（图3-32）。

图3-32　侵蚀型河道(a)与沉积型河道(b)地震剖面

（据地震地层学专辑，1978）

2．沙坝

沙坝有很多类型。有辫状河道中的心滩，有曲流河道斜坡侧的边滩（点沙坝或曲流沙坝），有与三角洲有关的河口沙坝、沿岸沙坝（沙垅），有离开海岸的障壁沙坝等等。所有这些沙坝都可能形成油藏。然而，由于它们通常较小、较薄。在常规剖面中很难发现。既使发现了，也必须在查清它们与整个沉积体系的关系后，才能确定它们的属性。

砂坝的地震反射特征

外部几何形态为丘形，顶部凸，底部平。在凸起的边缘，围岩微微上超（图3-33）。图中 T_6 基本上是平行的强相位，T_2 反射层有2个平缓但清楚的凸起，T_5 反射层在 T_2 上拱的下方，同相轴向下弯曲，在西部凸起上钻了两口井，岩性为一套含砾砂岩含油。东部凸起的井为泥岩，刚刚打在砂坝之外，据分析该砂坝也应为一套砂砾岩沉积。

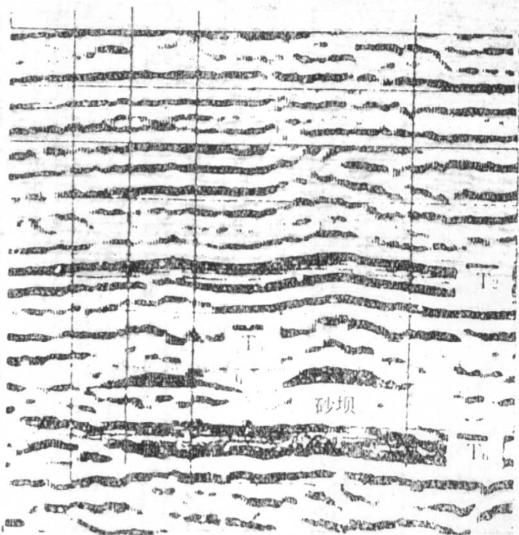


图3-33　济阳凹陷1011测线，砂坝内部反射特征

（据胜利油田地调指挥部，1982）

3．火成岩

我国中新生代盆地中火成岩体相当发育。它们以两种方式出现。一是喷发岩（主要是玄武岩、凝灰岩），一是侵入岩体（辉绿岩、辉长岩、花岗岩等）。

喷发岩的反射特征是振幅极强、连续性好、层速度高、频率变化不稳定。

侵入岩的反射特征是呈丘形或柱形，内部反射杂乱或无反射。顶部有大周期、高振幅的不规则强反射。有时有火山口喷陷的“W”式结构。

图3-34是LG凹陷火成岩地震剖面。强反射、高速度。钻井揭示火成岩由玄武岩、凝灰岩和辉绿岩组成。它们大多数被碳酸盐化、硅化和方解石化。溶洞被充填，比较致密。该岩

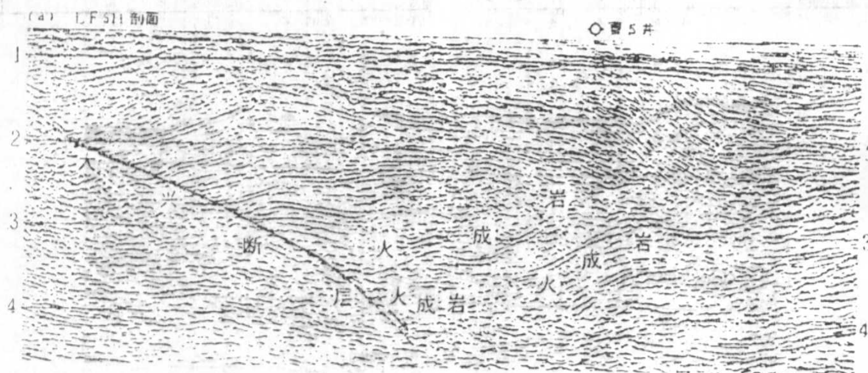


图3-34　L511测线火成岩地震剖面

（据赵翠芬，1986）

体试油后日产油25m³气6万m³。

值得注意的是，当一个盆地中喷发岩十分发育时，应当配合钻井、重力、磁力资料，找出古火山口。它们对沉积物以及油气藏的形成和分布有着重要影响。图3-35是苏北高邮凹陷沙埝地区的一个古火山口的地震剖面（徐怀大，1985）。在这一地区共发现11个古火山口，它们阻挡了北部三角洲的南下，而被迫东流。

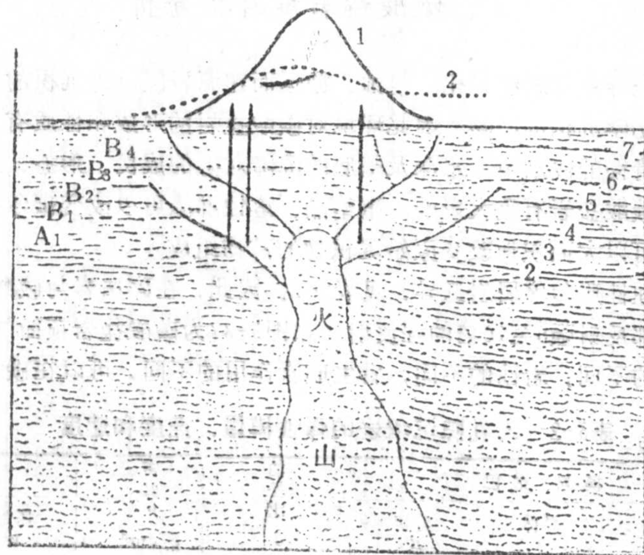


图3-35 苏北SNz测线火成岩地震剖面

4．盐（泥）丘（脊）

我国东部及南海等地区的箕状凹陷中常发育较厚的盐岩、石膏、油页岩和泥岩组成的盐（泥）丘（脊）沉积。它们与油气形成和分布规律有紧密的联系。其地震反射特征概括起来有以下几点：

A．丘状、地震反射高出于围岩之上。

B．围岩上超，在根部往往见逆牵引现象。

C．内部反射杂乱。

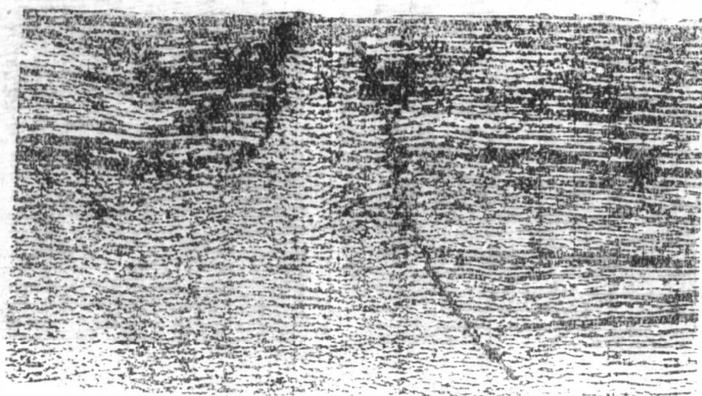


图3-36 南海泥丘地震剖面

（据南海西部石油公司，1984）

D．顶部厚度薄、翼部由于压实作用厚度突然增厚。

E．具明显的双层结构。如盐（泥）表面由石膏、盐岩等组成致密的岩帽、层速度高（4600～5700m/s），振幅强、频率低、连续性好。而内部由超压软泥岩组成泥核，层速度低（2800～3100m/s），振幅弱、不连续或空白（图3-36），钻井证实在2355m以下为泥岩。

五、碳酸盐岩地震相分析

碎屑岩基本上是异地母岩经风化、侵蚀、搬运而在源岩区以外沉积的。而碳酸盐岩则基本上是原地生物或化学沉积的产物。因此环境对碳酸盐岩的形成和性质有重大影响。例如，礁只能生长在温暖清彻的浅水中，水深及基底的沉降对礁的成长、形态、死亡有重大影响。此外，后生作用对碳酸盐岩有重大影响。重结晶、溶蚀淋滤可以改变碳酸盐岩的原始组构，而白云岩化作用则可以大面积地改变原始沉积物的矿物组成。

碳酸盐岩的物理性质与碎屑岩迥异，见表3-2。因此，在碎屑岩与碳酸盐岩界面上很容易产生比碎屑岩内部反射强5至10倍的强反射。如图3-37为碳酸盐岩顶面的强反射。

由于沉积环境的不同，岩性的不同，后生成岩作用的不同，可以在碳酸盐岩层序内部造

表3-2　无孔隙沉积岩的弹性模量、速度和速度

岩石类型	模量、兆巴			泊松比	密度	速度、m/s	
	杨氏 E	总体 κ	剪切 μ	σ	ρ g/cm³	压缩波 V_p	剪切波 V_s
白云岩	1.129	0.801	0.446	0.265	2.84	7010.4	3962.4
灰岩	0.805	0.709	0.307	0.211	2.73	6400.8	3352.8
砂岩	0.772	0.408	0.326	0.185	2.65	5938.8	3505.2
无水石膏		0.54	0.31	0.260	2.96	6096	3444.24

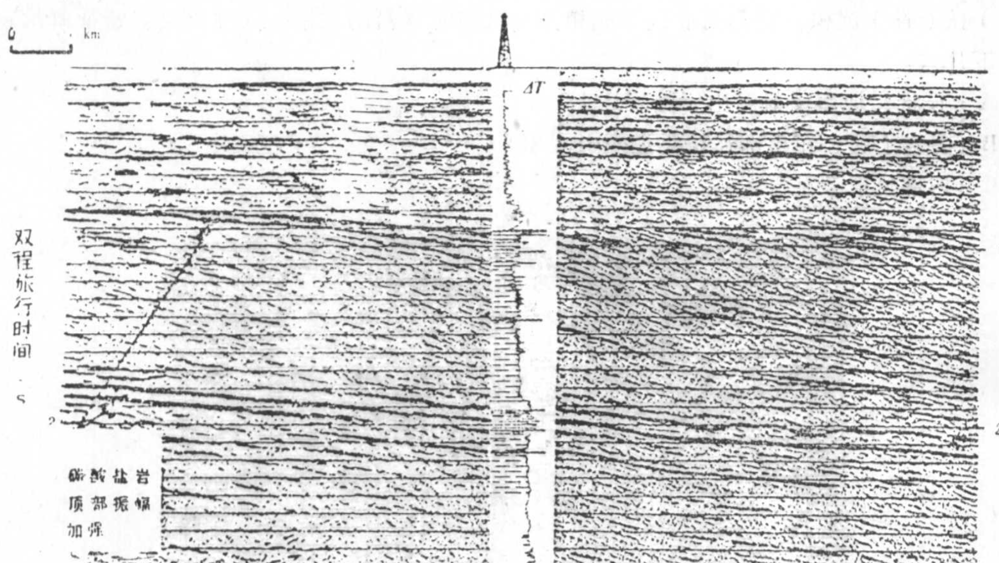


图3-37　碳酸盐岩顶界强反射

（据Fontaine等，1987）

成明显的速度差异，它们有助于碳酸盐岩的地震相解释。例如图3-38，浅海鲕滩沉积的速度为4200m/s，泻湖相沉积的速度为5500m/s。

Wilson，(1975)提出的碳酸盐岩沉积相模式可以作为将地震相转化为沉积相的基础，见图3-39。图中划分了盆地、塌积、礁-堡礁、台地边缘砂、内部台地、潮间带、潮上带等七个相区，并说明了它们的地震反射特征。以下各节将分别说明各个相带的地震特征。但在说明之前，应当提请读者注意，根据作者的经验，在进行区域性碳酸盐岩地震相解释时，应当首先挑出那些微弱起伏的丘形体（一般是礁或丘，或称岩隆，滩的起伏通常不大，不易发觉），并以此为骨架，配合以钻井、测井和地面地质、重力资料进行综合分析。

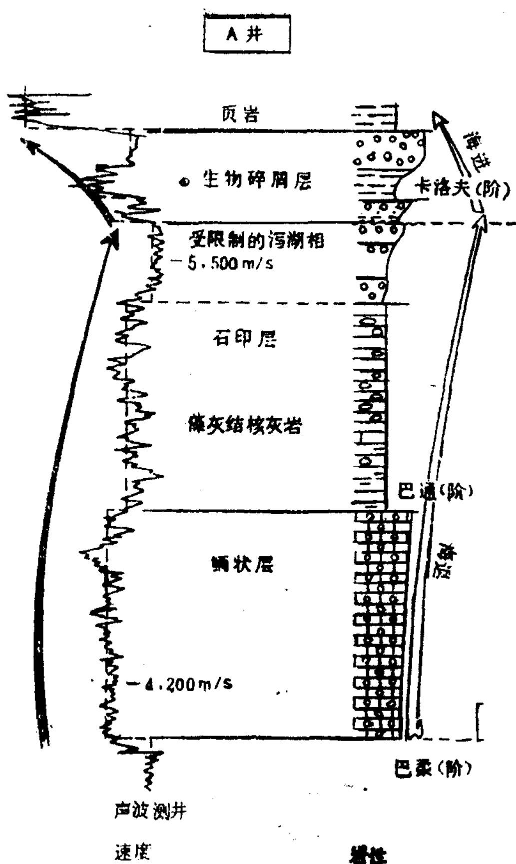


图3-38 法国巴黎盆地中侏罗系碳酸盐岩层序中不同岩性的速度变化

（据Dumay和Keenan，1983）

（一）盆地（远洋沉积）地震相

碳酸盐岩的远洋沉积物是在浪基面以下的低能量环境下沉积的。其正常岩性是均质微晶灰岩（白垩）或者是碳酸盐岩与页岩的互层。在均质微

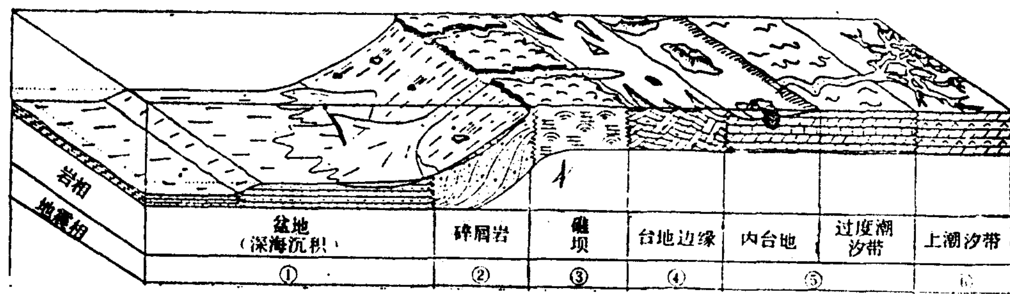


图3-39 碳酸盐岩沉积环境的理论地质模型及其地震相特征（理论模型）

（Fontaine据Wilson修改，1987）

①反射终止：在碎屑岩上上超

均质灰岩：顶底部连续高振幅反射，在顶底部之间无反射。

页岩和碳酸盐岩层：连续、平行与亚平行高频反射。

页岩层：亚平行低振幅。

浊积层：高振幅不连续反射，丘形。

②不连续，斜交反射高振幅。

滑坡：圆丘状和不规则封闭。

河道：侵蚀，削截杂乱反射。

③超覆反射丘形披盖，上提和下拉作用，边缘上超，并有双曲线绕射。

④高振幅斜交丘形反射。

礁后：不连续反射，开始有层理。

⑤平行、连续反射，一般为亚平行低振幅。

斑礁：丘形无反射。

超覆反射披盖，上提与下拉效应，边缘上超，双曲线绕线。

⑥白云岩化作用："大理石带"。

晶灰岩或白垩的条件下，其上下界面通常为平行的、连续的强振幅反射，其频率、相位和振幅相对均一。而介于顶、底反射之间的微晶灰岩或白垩的内部，是基本上无反射的空白带。例如西欧上白垩统白垩的盆地相远洋均质灰岩，见图3-40。

白垩在成岩作用下会降低孔隙度。但是当孔隙中有油气时，原生孔隙会保留下来。因

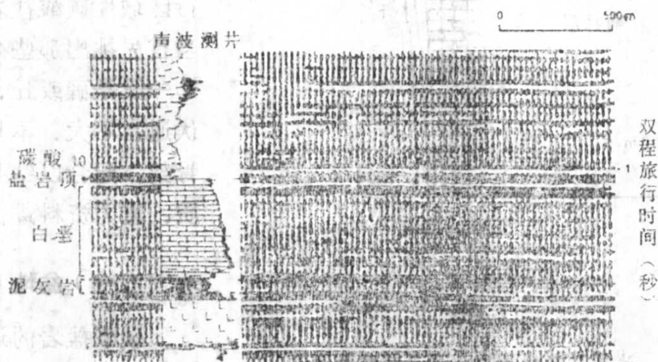


图3-40　西欧上白垩统白垩均质灰岩（远洋沉积）地震相特征

（据Fontaine等，1987）

此，在有孔隙和无孔隙的白垩或微晶灰岩间就会形成一种较强的反射。图3-41为取自荷兰北部Harlingen气回的一个实例。在无孔隙白垩地区为单反射，在有孔隙地区为双反射。

由薄层灰岩与页岩互层组成的远洋碳酸盐岩，一般为连续的平行反射。其视频率与层厚与波长的比值有关。通常，薄层灰岩为视高频，如图3-42。以页岩为主时为视低频。此外，远洋沉积通常在陆棚边缘上超。

（二）塌积地震相

塌积是碳酸盐岩陆架边界的标志。它是浅海沉积和远洋沉积之间的过渡带。在碳酸盐岩台地边缘通常有两种类型的陆坡。一种是很平缓的斜坡（小于1°），在地震剖面中是低角度s形或者叠瓦状前积结构，与底界面呈切线斜交或者下超。其反射常为低频。见图3-43一种是陡的陆坡，斜度由几度至45°以上，在斜坡上常出现重力滑动或滑塌现象。在地震剖面中为斜的、不连续的、有些地方是杂乱的反射，振幅强。见图3-44。

滑塌沉积多表现为弱的、不连续的、形态不规则的反射。而在发生大规模泥石流的地方，在相互平行的连续反射（远洋沉积）之间，会出现杂乱反射。在泥石流沉积比较规则的地方，会形成不同形态的海底锥构造，并打乱了原来的均一的远洋沉积的结构。在地震剖面

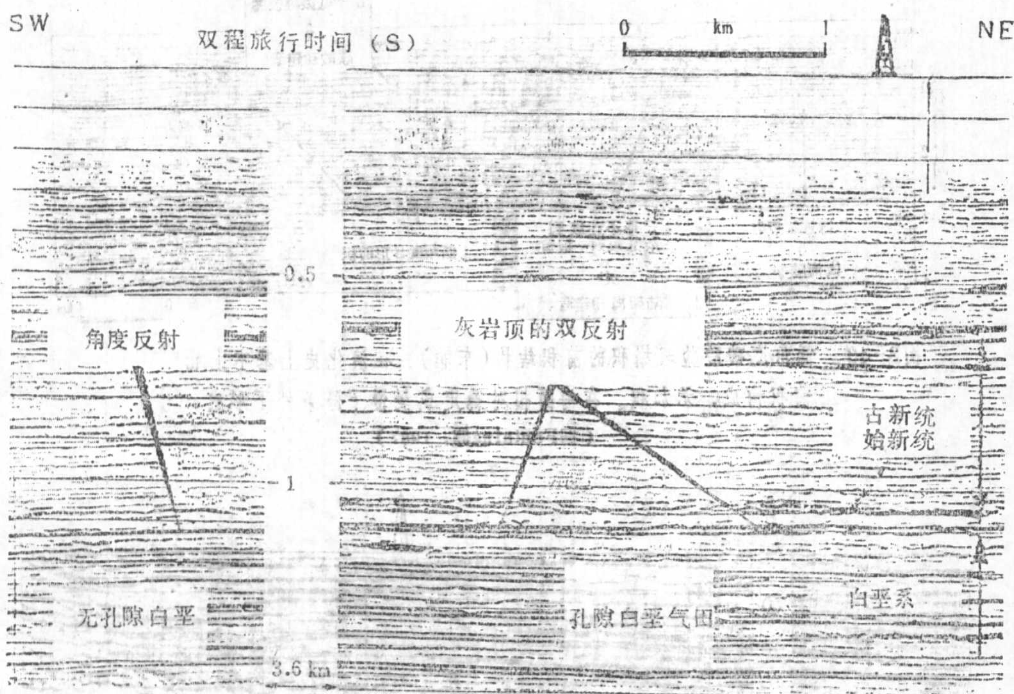


图3-41　荷兰Harlingen气田地震剖面。注意在图的右半部上白垩统白垩中由于存在气体而出现双反射

（据Fontaine等，1987）



图3-42　南欧下白垩统页岩灰岩互层远洋沉积地震相

（据Fontaine等，1987）

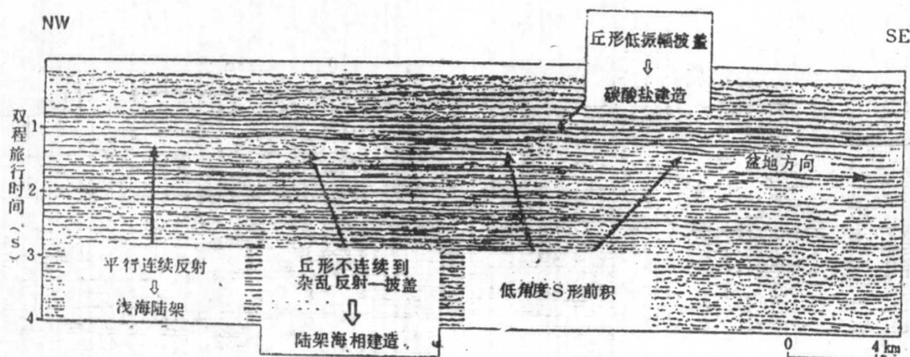


图3-43　低角度碳酸盐岩塌积的前积结构(东非)。在演化史上基本上由前积构成，无加积。在海面相对稳定或缓慢下降条件下形成
（据Fontaine等，1987）

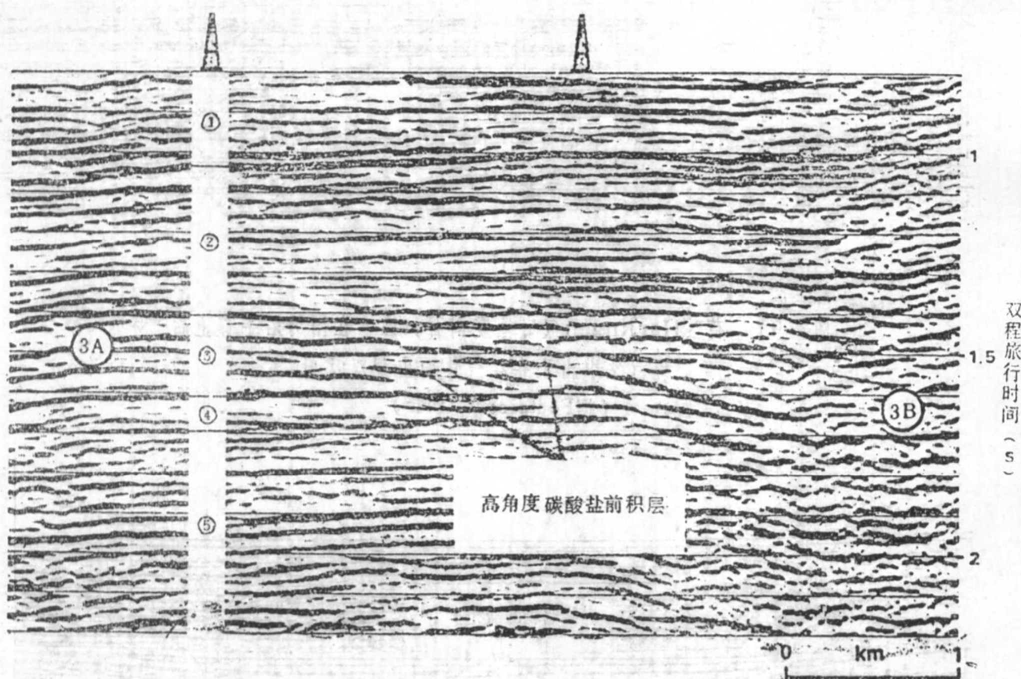


图3-44　高角度碳酸盐岩塌积的斜交前积结构（北非岸外中新统）。在海面缓慢上升条件下形成。有前积也有加积
1：砂岩　2：页岩与灰岩　3：灰岩　3A：陆架沉积
3B：远洋页岩及灰岩　4：页岩　5：页岩与灰岩互层。
（据Fontaine等，1987）

上，这些浊流构造的特点是高振幅的丘形反射。因此，这种塌积相的包络外形是它的一个重要识别标志。此外，这些碳酸盐岩沉积物可以通过水下河道从浅海搬运到深海。在地震剖面中会出现侵蚀削截。河道中被碳酸盐岩碎屑（杂乱反射）或者远洋沉积（上超充填或平行反射）所充填。

（三）陆架沉积地震相

200m以内的浅海海底为陆架（陆棚）。陆架上承受了各种各样的水动力条件。在低能带的内陆架、泻湖中，沉积了连续的、水平的灰岩或灰岩页岩互层。地震上为连续的、平行的、水平反射。振幅、频率（相当低）和相位变化都很小。见图3-43及3-44。

在高能带中沉积的物质是礁、鲕滩或者生物碎屑滩。在地震剖面中必须依照其各自的沉积特征加以区别和辨认。高能带可以是连续的也可以是不连续的，它们造成孤立于古地理区中的堡礁。而有利于形成堡礁的地点是陆架边缘。然而不论有没有堡礁存在，在陆架上都具有高能条件，可以造成斑礁和海底浅滩。由于它们具有良好的储油性能，所以这个高能带对于油气勘探十分重要。

（四）礁地震相

礁是在浅海中由抗浪骨架生物群体（珊瑚或藻类）为主构成的生物岩体。它的生长条件是温暖、透明的海水、适当坚硬的、和缓慢沉降的底质层和一定强度的波浪或海流的开阔浅海，以便造礁生物能够在温度合适、盐度正常、有充足日光促使其光合作用，有一定强度的波浪激荡着海水，使其有足够的氧气，有合适的底质任其固着生长，并在缓慢沉降条件下使其在纵向上增生。满足这些条件的有热带入海河流很少的石质海岸，远离河流的陆架边缘，或者孤立于外海中的火山岛屿周围。并由此而形成紧邻陆地的由陆棚边缘礁、陆架边缘的堡礁，以及孤立于堡礁后侧或开阔海洋中的斑礁（patch reef）和塔礁。如图3-45。

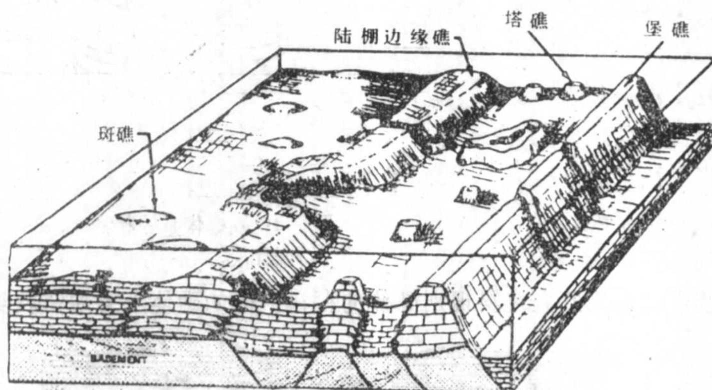


图3-45　礁的分类

（据Bubb，1977）

现代礁中有些是以群体珊瑚为其抗浪骨架，因此人们一说起礁，往往联想到珊瑚。而古代礁的产出层位却可以追溯到珊瑚出现以前很久远的时代。目前世界上已发现的礁油气田多出现在奥陶、志留、泥盆、石炭、三叠、侏罗、白垩和下第三系地层中。然而，解释人员应当牢记，礁或丘，在碳酸盐岩地层中是一种常见的岩体，从根本意义上讲，它们是造礁生物密集繁衍形成的凸起于四周的岩体，人们通称之为岩隆（buildup）。

礁、礁前塌积、礁前盆地中的碳酸盐岩浊流、与礁伴生的白云岩化带通常具有高孔隙度、高渗透率，其油气井产量常很高，日产千t以上的颇多，最高达3.7万t(墨西哥的Tampico油田）。此外，礁体常成排、成带、成群地出现，有一定规律可循。因此，礁和与礁有关的

油气藏是碳酸盐岩油气藏勘探的重点。世界著名的礁油气藏产地有加拿大阿尔伯达盆地泥盆系的红水礁、勒杜克礁、雨虹礁、天鹅丘礁，美国密执安盆地志留系塔礁、二叠盆地石炭系的马蹄环礁、船长礁、墨西哥的黄金巷礁带和雷佛尔马油田，苏联乌拉尔山前坳陷的二叠系礁带等等。我国近年来在海南岛南、珠江口外海上第三系、四川中部涪阳坝、大足一带的石炭二叠系、塔里木的寒武奥陶系，都有礁油气田的发现。最近，在鄂尔多斯盆地的奥陶系中又有重要的发现(据徐怀大，1987)。

Bubb和Hatlelid（1977）曾对礁块识别总结出如下特征（如图3-46所示）：

1. 直接标志：向上凸起的礁体外形轮廓，上覆地层的反射向礁体翼部上超，礁体内部反射杂乱或无反射。

2. 间接标志：由差异压实引起的礁体顶面披盖式反射，速度异常引起的礁体底面反射的弯曲，当礁体速度大于围岩速度，礁体底面反射上提，当礁体速度小于围岩速度时，礁体底面反射下拉。礁体边界处发生的绕射，礁体发育所处的特定古地理位置（陆棚边缘、古地形的高部位）及特点的构造位置（背斜高处、火山顶上、高断块的高部位）。

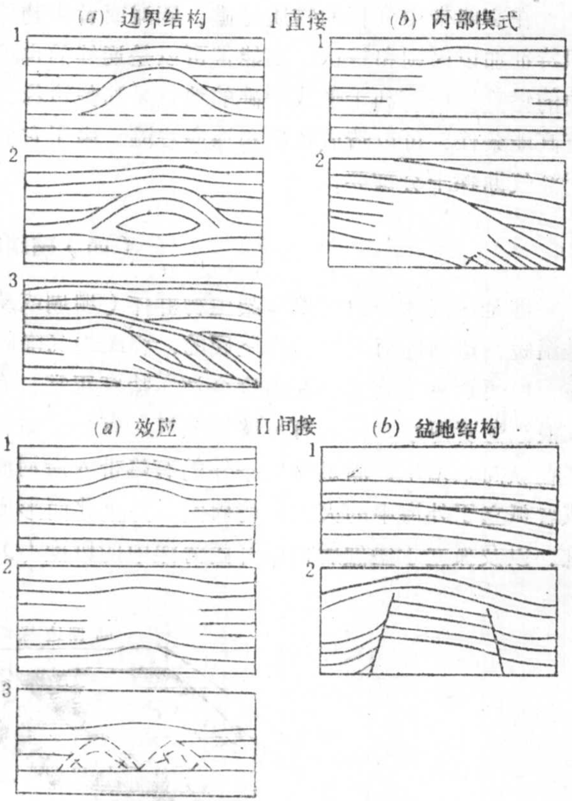


图3-46 礁体异常标志
（据Bubb，1977）

除上述标志，还可以根据其它资料识别礁体的存在，例如礁体上方通常表现为重力高，

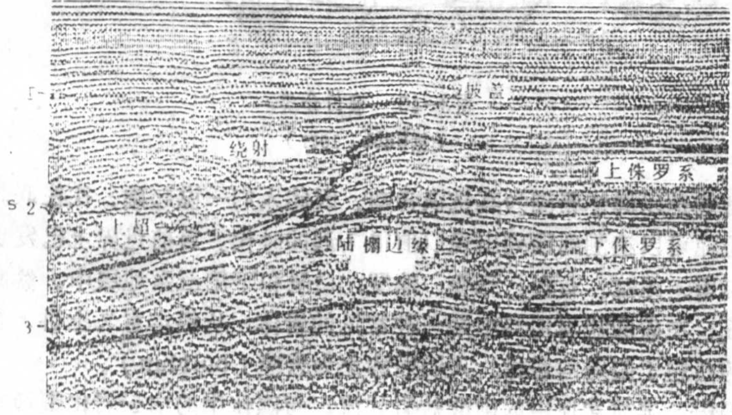


图3-47 西非岸外上侏罗统陆架边缘礁
（据Bubb及Hatlelid，1977）

礁前塌积的前积式反射结构，礁块上覆地层常较其同时代地层粗、速度高，并由此引起的微幅度差异压实构造，礁体内部的地震频率常低于其围岩频率等等。由于礁体的幅度一般很小，通常大于30m但小于100m，旅行时间差一般只有几十毫秒到100ms，有的甚至只有5～6ms，常用的编制构造图的方法不适用了。据加拿大的经验，编制礁体或含礁层位顶底面的等时差图，是发现礁体的一个捷径。

图3-47、3-48、3-49分别为西非岸外上侏罗统陆架边缘礁、我国南海陆架边缘中新统中的礁和我国某盆地奥陶系中的堡礁。

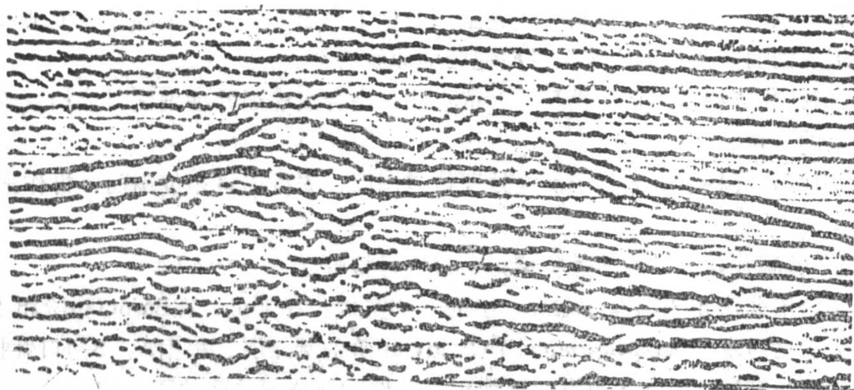


图3-48　南海陆架边缘礁（中新统）

（据周长祥，1986）

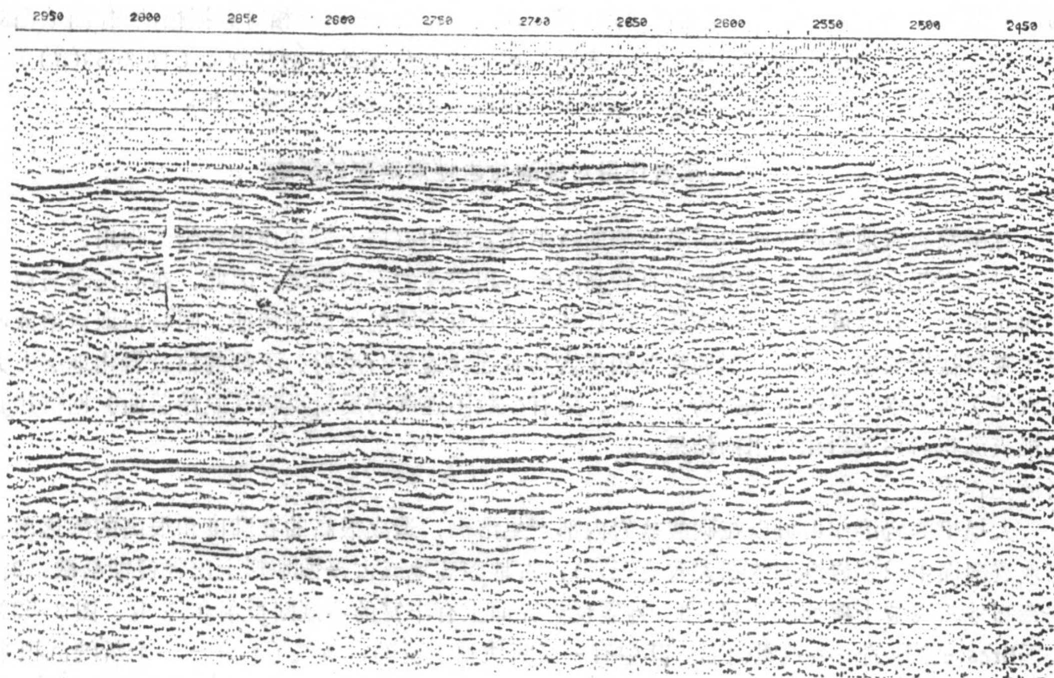


图3-49　我国某盆地奥陶系堡礁

（据徐怀大，1987）

（五）碳酸盐岩滩（bank）地震相

滩可由鲕粒、生物碎屑、碳酸盐岩砂、石英砂或者由它们混合组成。它也是在浅水风浪下形成的，但没有抗浪骨架造礁生物，其厚度较薄，一般小于30m，地震剖面不易辨认。由于它们的孔渗性良好，产量通常较高，常是油气勘探的重要对象。如我国东部下第三系的王徐庄油田、纯化镇油田等。

反演模型可能是发现滩的途径。其步骤如下：

1．利用声波和密度测井资料在地震主频条件下作出一条“虚测井”合成地震记录，确定出滩在地震剖面能否检测出来，并研究滩的曲线特征。

2．根据钻井资料作出地质模型，并依上法作出合成虚测井横剖面，以检查滩的反射特征在横向上的变化。

3．利用测井资料求得的算子反复处理地震剖面，先得出零相位剖面，再作出虚测井剖面。

4．解释虚测井剖面，用前述模型记录道进行检验。

图3-50为用此法在法国巴黎盆地作出的一个实例。在那里，在Bajocian阶和上Callovian阶（侏罗纪）之间有一从Bathonian到下Callovian阶的鲕滩层。根据A．B两口井提出一个地质模型，如图3-50(*a*)。A井的声波测井和岩性地层划分如前面的图3-38所示。这段地层从下向上为一海退旋回，从底部的鲕状灰岩，向上变为藻核灰岩（oncolitic limestone），再上为半封闭的泻湖相微晶灰岩。顶部为一海进旋回的生物碎屑层。其中的藻核灰岩层只见于A井，B井中缺失。为了确定此层藻核灰岩的展布范围，先据测井资料作出一张合成虚测井剖面（图3-50(*b*)），然后反复处理实际地震剖面，得出一张保持相对真振幅的剖面（图3-50(*c*)），最后再根据剖面C作出一张由实际地震剖面转化来的虚测井剖面（图3-50(*d*)）。通过比较图(*a*)及(*d*)，即可对藻核灰岩的分布范围得出比较切合实际的推断。

（六）成岩作用对碳酸盐岩地震响应的影响

对碳酸盐岩地震响应产生明显影响的后生成岩作用有白云岩化作用和岩溶作用。

白云岩与方解石质灰岩相比，有较高的密度和较高的声波速度。因此，在石灰岩与白云岩的界面上，有时可以见到地震反射，且其上下具有不同的地震相特征。图3-51取自南欧中生代碳酸盐岩陆架。剖面上部的浅海相灰岩具有连续的平行反射。下部的白云岩化地层（大理岩带）则基本上是没有反射的空白区，只有少数不连续的反射反映其原始层面。据信这是大规模沉积后白云岩化作用的结果。

岩溶化作用

大规模的岩溶作用可以在碳酸盐岩内部产生溶洞，造成很高的孔隙度和很高的渗透率。在地震剖面中识别岩溶的依据大致有三：1．古地貌高地或古侵蚀地形上出现侵蚀削截；2．构造高地四周被上覆地层上超；3．地震反射界面上有丰富的不规则反射和绕射。图3-52为法国Bresse盆地的一条地震剖面。其中有一高断块被上覆的古新统（？）——渐新统沉积物上超。1和2号井在渐新统下钻遇侏罗系岩溶灰岩。3号井钻到未岩溶化的中生代灰岩。说明岩溶区位于构造高部位。

振幅分析可以确定岩溶区的侧向延伸。Vandenberghe等人（1983）研究了地下深处岩

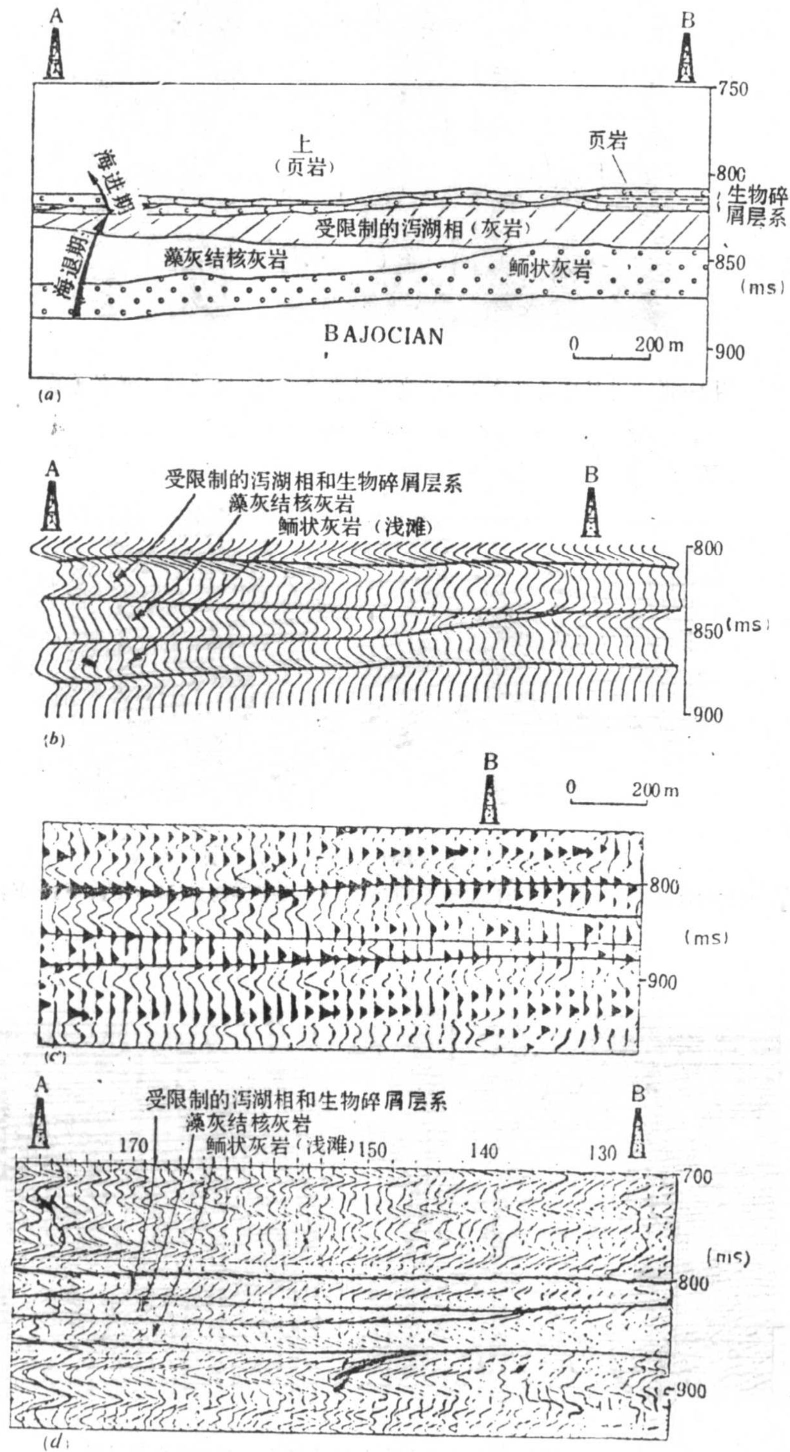


图3-50 法国巴黎盆地Bathonian到下Callovian阶地层中海底鲕滩的地震地层学解释

(*a*)A、B井间地质模型 (*b*)合成虚测井剖面 (*c*)保持相对真振幅的偏移剖面 (*d*)由实际地震记录道反演得到的虚测井剖面(据Velog剖面)

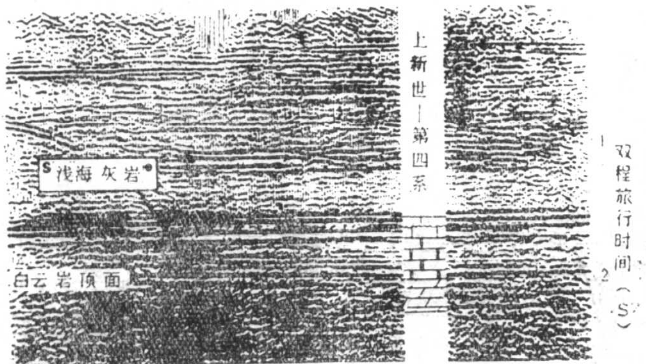


图3-51　大规模沉积后白云岩化地层的地震相，南欧侏罗至白垩系

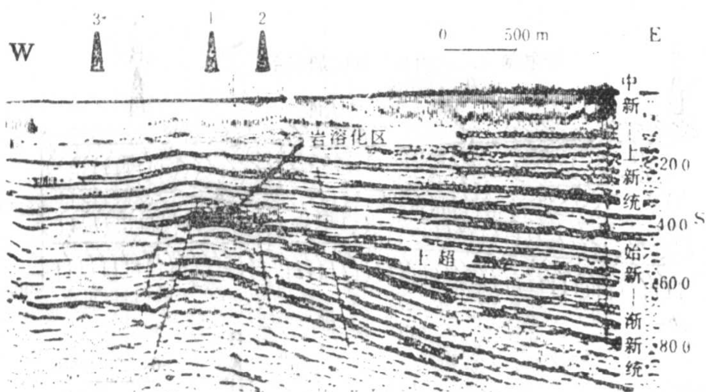


图3-52　法国Bresse盆地地震剖面

H_3：渐新统内部反射　H_4：中生代碳酸盐岩顶面　H_5：侏罗系内部反射。F_1、F_2、F_3：断层

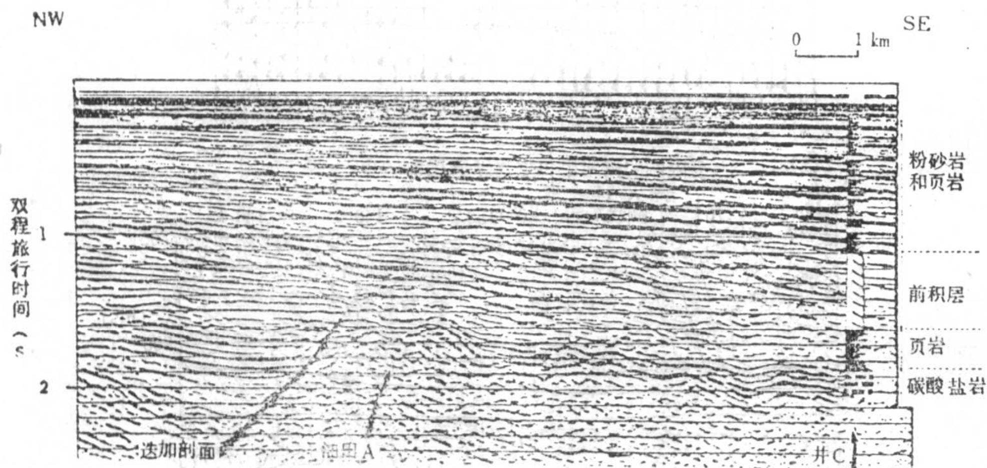


图3-53　南欧地中海上过油田A及井C的地震剖面

油田由Barremian岩溶灰岩中产油。井C钻遇的是Barremian组致密灰岩，无油

溶灰岩的地震反射特征，发现作为偏移距函数的反射振幅值受泊松比的影响，从理论上说明了泊松比与灰岩岩溶化之间存在着一定的关系。而在不同偏移距迭加情况下，近道振幅与

不同远道振幅之间振幅比的变化，可以查明岩溶化和非岩溶致密灰岩间的差别。图3-53为地中海内的一个油田。油田A从Barremian岩溶灰岩中产油。井C钻入Barremian致密灰岩。灰岩上覆盖了中新至上新统及第四系地层。为区别岩溶化区与非岩溶化区，可采用分次覆盖的方法（见图3-54）进行地震作业，然后比较同一200ms时窗内不同偏移距的振幅变化，（见图3-55）。图中C_1为近偏移距，C_6为远偏移距。由图看出，岩溶区与非岩溶区的C_6/C_1与C_2/C_1比值间有着明显的差别。

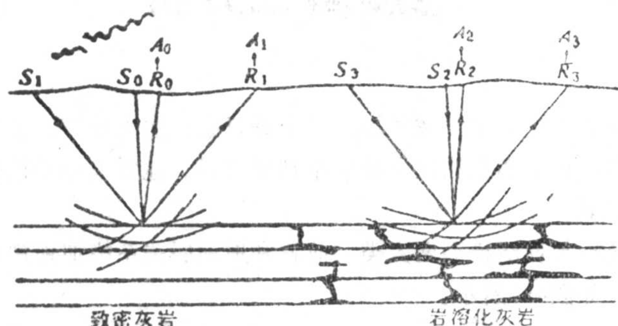


图3-54 利用分次覆盖法求得不同偏移距下的振幅比区分岩溶区与非岩溶区

$S_0—R_0$及$S_2—R_2$为近偏移距；$S_1—R_1$及$S_3—R_3$为远偏移距。A_0、A_1、A_2、A_3分别为上述4个偏移距下求得的振幅

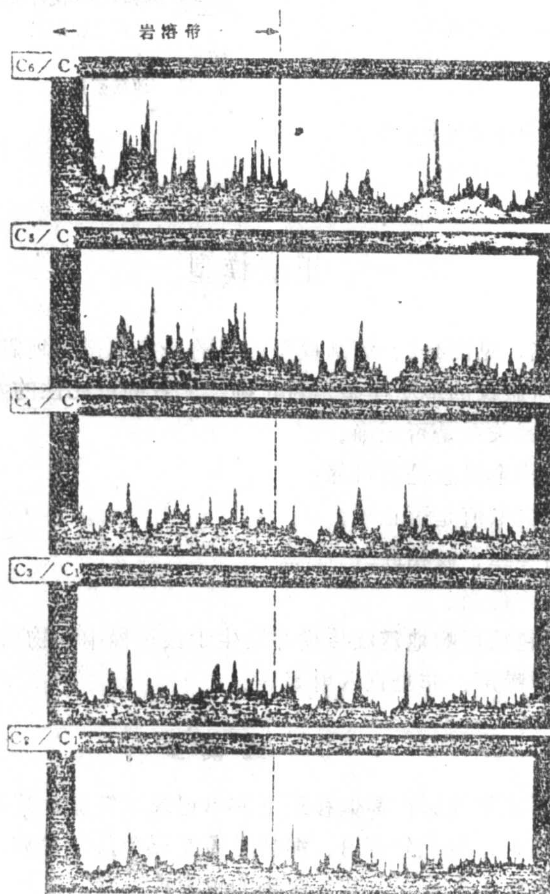


图3-55 沿图2-57中地震测线所作不同偏移距下的振幅分析

C_1为近偏移距下的振幅，C_6为远偏移距下的振幅

第四章　地震模型、分辨率和地震属性分析

地下地层、构造千变万化，地震波传播过程十分复杂，加上噪声、多次波、绕射波的干扰。因此，地震剖面中出现的图象往往十分复杂难于解释。地震模型是检验解释方案是否正确的一种必不可少的工具。

地震模型分正演模型与反演模型两大类。前者利用地层关系模拟地震响应。后者利用地震响应推断地层关系。如图4-1所示。

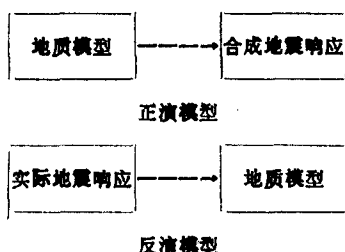


图4-1　正演模型与反演模型的差别
（据Helbig等，1987）

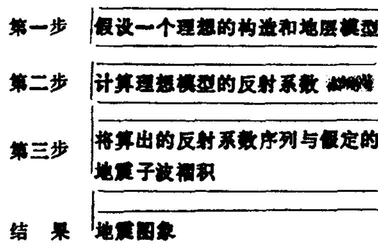


图4-2　正演模型的基本步骤

一、正演模型

正演模型由三步组成，见图4-2。编制模型的目的是将求得的地震响应特征与实际地震剖面进行比较，以检验所假设的地质模型是否正确。二者间可比性的好坏取决于下列因素：

1．设计的模型中地层关系是否正确。

2．设计的模型中的构造概念是否可靠。

3．模型中地层波阻抗取值是否正确。

4．所用子波是否与实际子波相近。

5．计算所用维次是否得当。

6．计算过程中是否包括影响地震波传播并发生于该过程中的物理效应。如全波性质、吸收、衰减、扩散、震源噪声、非垂直入射等等。

（一）一维模型

一维模型是模拟地下水平地层在零偏移距下的单记录地震道，其岩石物性只在垂向上发生变化。这种模型编制简单，但十分有用。编制时需要三个基本参数，即：每个地层的波阻抗、厚度和地震子波（用数字表示）。其它变量如噪声、衰减、扩散、多次波等也可视情况加入模型中。模拟过程实际是地震子波与层状介质物理界面反射系数的褶积。但它无法模拟

二维、三维地震波传播过程中出现的波前扩散、射线折屈、绕射和地层倾角的影响。

最常用的一维模型叫人工合成地震记录(synthetic seismogram)。作法是先把速度和密度测井资料数字化，剔除其中不正常的数据，然后将各相应数据点的密度与速度值逐点相乘，得出一条波阻抗测井曲线。再把这条波阻抗曲线按反射系数的定义转换成用不同反射系数表示的一个详细的反射系数模型。最后将此模型与地震子波褶积，即得出一维人工合成地震记录。其编制步骤如图4-3所示。当将合成记录与实际井旁地震道相比较时，如果二者相近，说明假想地质模型正确。如果二者相差甚远，则需调整模型参数，使二者逐渐逼近。

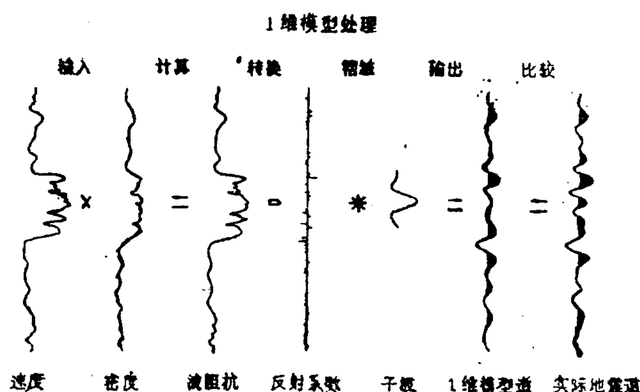


图4-3 一维合成地震记录的编制步骤

合成地震记录与实际地震道间对比性的好坏，在很大程度上取决于所用子波的频率和相位特征，以及测井资料编辑和时深转换的精度。图4-3中的对比性是相当好的。

合成记录在解释中的应用

比较合成记录与实际地震道，可以获得如下的地震参数和地质解释：

(1) 合成记录提供的地震参数

A) 用于地震剖面的静时间校正值(static time shifts)

B) 地震剖面与钻井资料匹配时所需的动时间校正值(dynamic time shifts)

C) 分辨地层异常所需的频带宽度

D) 处理地震资料应取的子波极性

E) 地震剖面中所含子波的相位特征(零相位、最小相位或混合相位)

(2) 合成记录分析提供的地质解释

A) 地层顶面的地震显示

B) 地层厚度

C) 关键层段的孔隙度

D) 地震资料中存在油气的直接标志

E) 地震剖面中未曾记录下来的反射同相轴

大多数合成记录解释的目的是建立地震反射与主要地层界面的对应关系，确认主要反射同相轴的地质属性。通常，重大年代地层界面(如不整合面)的上下都具有明显的波阻抗差，因此，在实际地震反射与合成记录之间，一般具有良好的对比关系。而层序内部的一些次要界面，由于上下波阻抗差较小和侧向延伸有限，其对应性要差一些。然而，在利用合成

记录确认反射地层属性上，也会有复杂情况出现。例如在鄂尔多斯盆地有一强反射T_9，过去一度把这个遍及全区的反射看作石炭二叠纪煤系地层与奥陶系灰岩的界面，但通过仔细研究发现，其第一相位往往反映煤系地层的反射，而真正的上述界面却处在第一与第二相位之间的波谷上。

此外，严格地讲，合成记录只反映一个点上的地震响应特征。因此，也可以通过改变某一段地层岩性、厚度、孔隙度、油气饱和度等参数的办法，作出不同的合成记录，并通过比较它们之间的细微波形变化，对地下地质情况的横向变化作出更确切的地质解释。

模拟地质和岩石物理性质的变化

模拟地质特征或岩石物理性质变化对地震响应影响的方法有二：一是改变给定的地质参数，如改变地层厚度或孔隙度。二是改变用以产生合成记录的测井曲线，如抽掉一个层、重复一套地层或者加上一个取自其它井的地层。见图4-4。

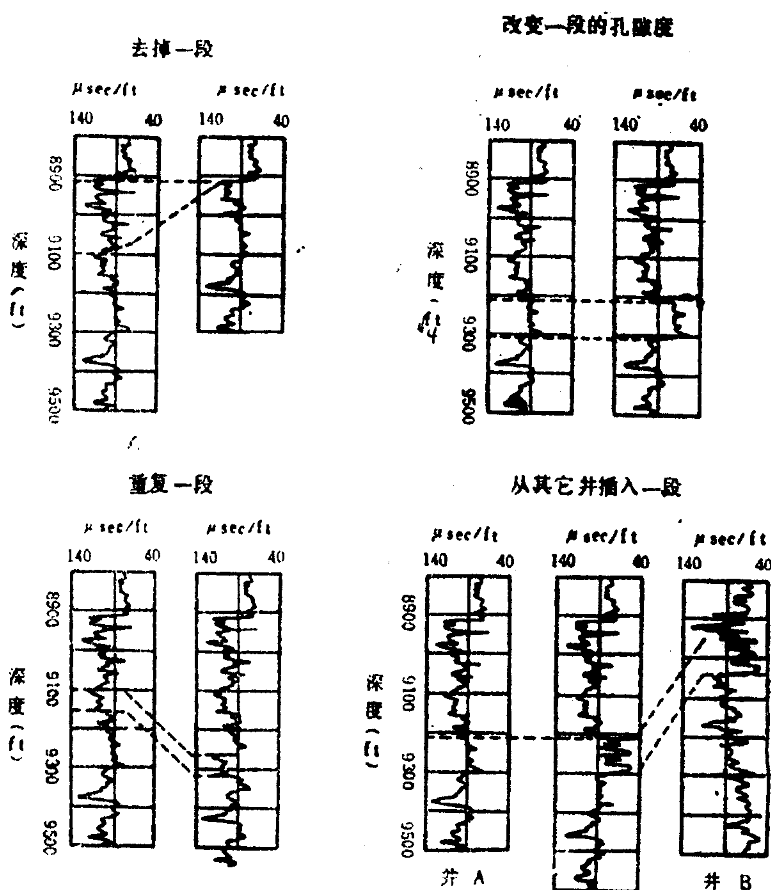


图4-4　为模拟厚度、孔隙度变化或地层重复而采用的几种改变测井曲线方法的示例

（据Helbig，1987）

另有一种更简便的方法是从井中选取速度和密度稳定层段，取其平均值作为“砌块”，合成阶梯式模型，以研究地下地层的地震响应特征。见图 4-5。这种砌块法在研究薄层响应特征上十分有用。

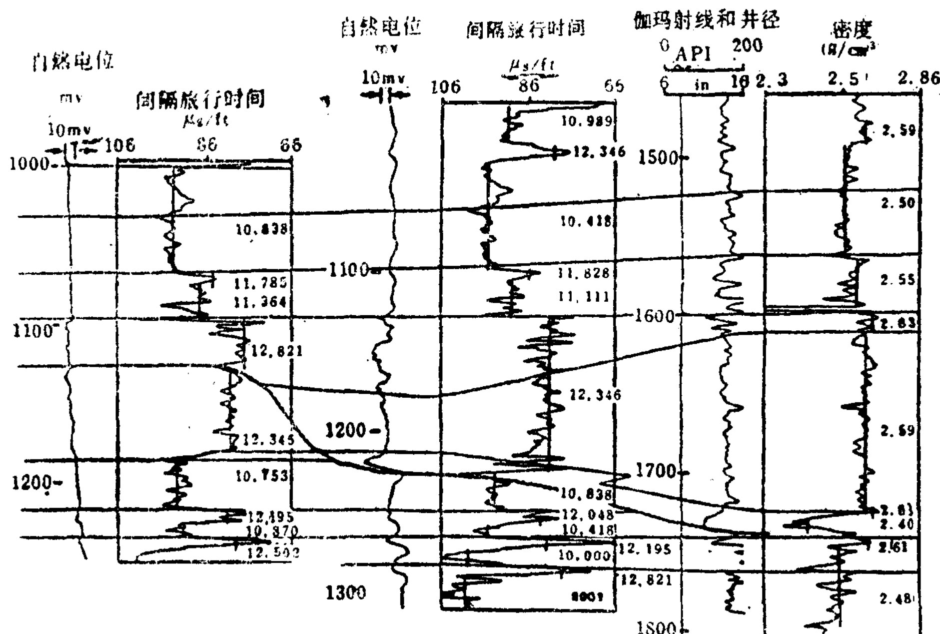


图4-5 将声波和密度测井资料转变成比较简单的砌块式模型的示例

（据Ryder等，1981）

垂直分辨率的研究

一维地震模型可以用来确定地震垂直分辨率的下限。垂直分辨率的研究表明，地层垂向分辨率大致是主波长的1/4，即所谓调谐厚度。当地层厚度超过调谐厚度时，地层的顶底界面可以借波峰、波谷的垂距加以确定。而厚度小于调谐厚度时，则只能通过研究振幅的大小确定地层的厚度。

图4-6为一模型。在两层页岩中夹有一层厚度不等的钙质砂岩体。其厚度及其它物理参数如图中所示。砂岩的调谐厚度为30.48m（100ft）。因此，只有厚于30.48m的砂层才能分辨。但要注意，当厚度小于调谐厚度时，波阻抗变化也会对振幅产生重要影响。因此，在作出厚度变化的结论之前，应当仔细模拟其波阻抗的变化，以使结论可靠。

当然，实际地层可能复杂得多。例如，当几个相邻落砂层的总厚度小于$\lambda/4$时；或者这些砂层中有些厚些，有的薄些；有些相距很近，小于$\lambda/4$，另一些相距较远，大于1/4波长时，最后反射的多少和振幅的大小会出现复杂的变化。此时，只能通过详细的模型研究，才能得出近于实际的解释。

通过对测井资料滤波确定地震分辨率

此法首先将声波及密度测井资料转换成双程旅行时间的函数，然后用代表本区地震频率的带通滤波器进行滤波。则滤波后的测井曲线上只保留下地震剖面上可以识别的地层异常，滤掉的是不能分辨的。图4-7的资料取自北海。首先将该井声波测井曲线进行时深转换，变成声速与双程旅行时间的关系曲线。然后用两种不同频带宽度的带通滤波器滤波（一个是0—10—50-60Hz，一个是0—10—30—37Hz）。结果表明，在2.3—2.4秒区间内，上面的砂层两种频带均可分辨，下面的砂层只能在50Hz下分辨，而在30Hz下不能分辨。

地层厚度与储油物性变化的模拟

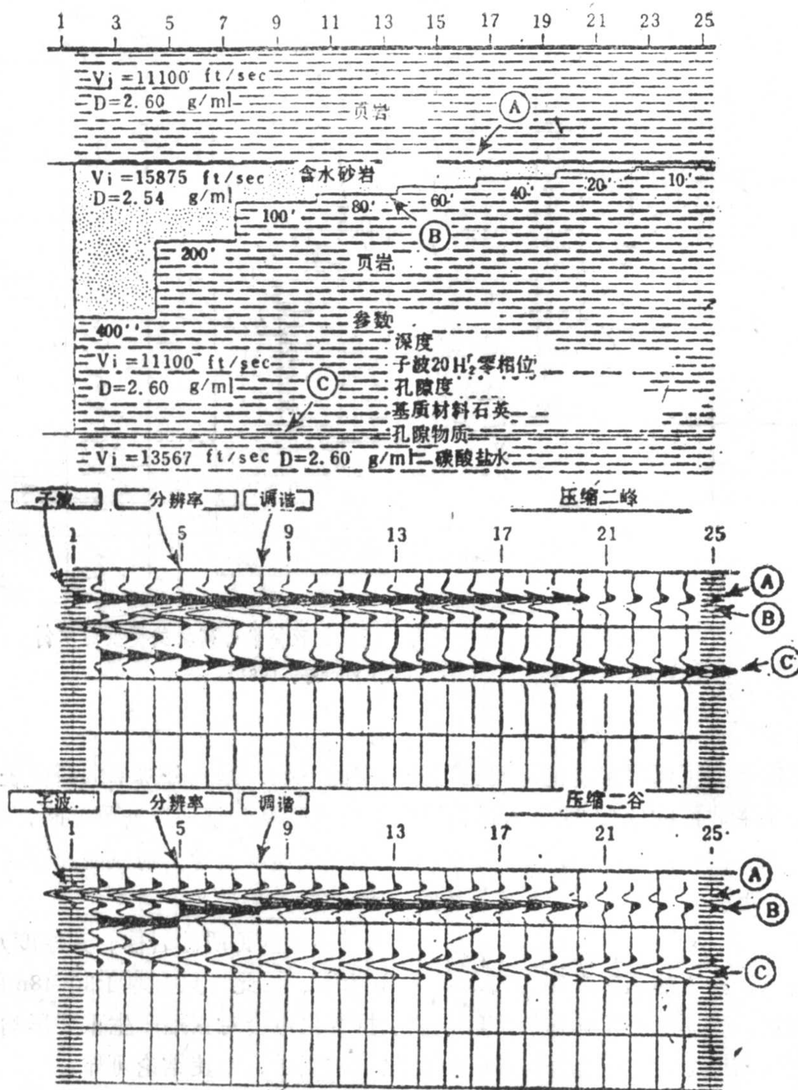


图4-6 不同厚度砂层的地震响应模型

(据Neff，1987)

如欲模拟一段由不同岩性组成的地层厚度变化对其地震响应特征的影响，其成败的关键在于要知道这段地层中不同岩性是成比例地均匀变化，还是只有一种岩性的厚度发生变化。

图4-8为一实例。其中井A为已知井。该井左侧为声波测井曲线，右侧为据声波测井作出的合成记录。井中标出的一段地层为储油层段，但只在该段底部2.1秒处为多孔隙层。假设在该储油层段发生厚度横向变化中，只是该段底部的多孔隙砂层厚度发生变化（由240英尺变为80英尺），其中部和上部不发生变化，依前述原理，可以作出一系列零相位人工合成记录（如图4-8所示）。并可通过识别井A中多孔隙砂层顶界的波谷，追踪砂层厚度的变化。

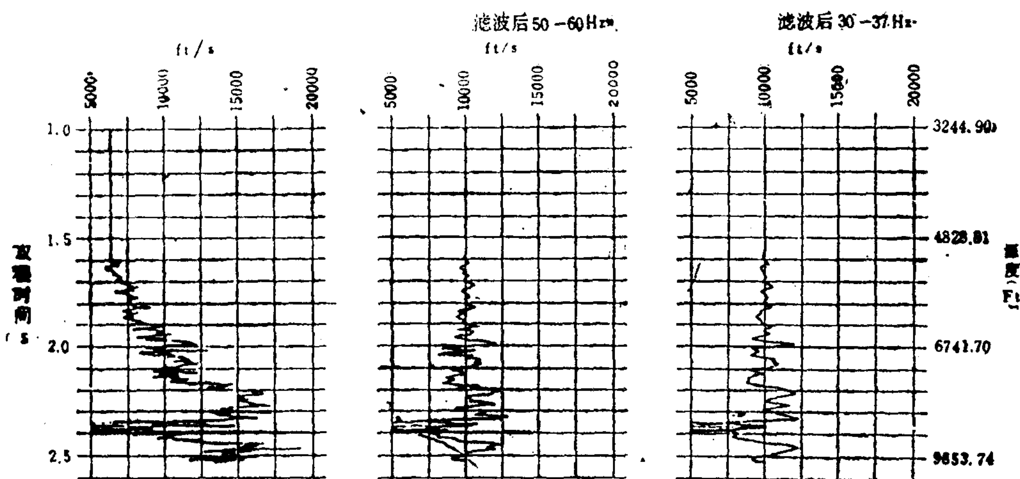


图4-7　通过对声波测井曲线滤波的方法确定地层分辨率

(据Mott, 1987)

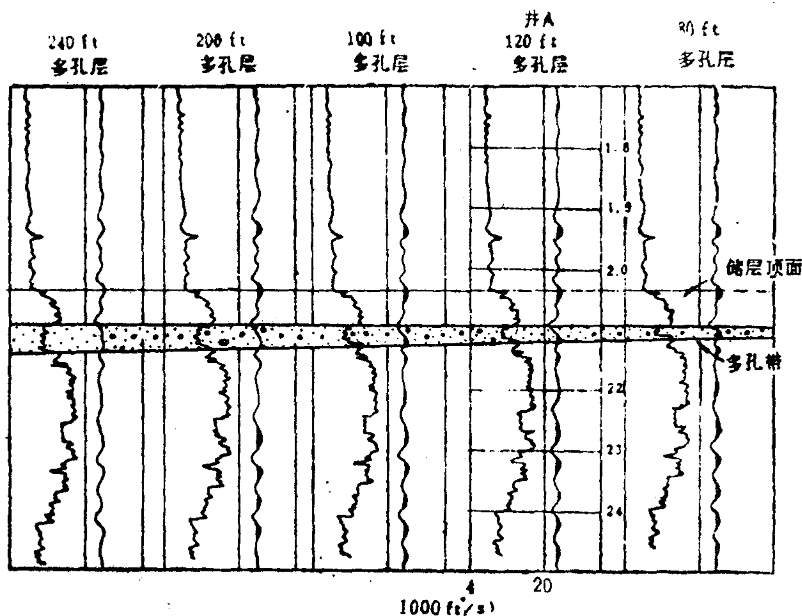


图4-8　厚度变化一维模型

(据Mott, 1987)

除了改变厚度外，还可以模拟储油层孔隙度、流体类型和含量的变化。不过这和模拟要复杂得多。因为孔隙度和流体的改变会影响岩石的速度和密度，并因此而造成波阻抗和反射系数的改变。为此，必须首先给定储油岩的孔隙度和它的油水饱和度。然后根据Wyllie，时间平均方程和孔隙度-密度关系式，求出应有的声波旅行时间（或速度）和密度。

Wyllie平均时间方程式通常写作：

$$\Phi = \frac{\Delta t_{1g} - \Delta t_{基}}{\Delta t_{流} - \Delta t_{基}} \tag{4-1}$$

式中：　Φ——孔隙度

$\Delta t_{基}$——基质声波旅行时间

$\Delta t_{流}$——流体声波旅行时间

Δt_{lg}——测井得出的声波旅行时间

当考虑到岩石中含有泥质、岩石孔隙中同时含有油和水时，Wyllie公式可以扩展为：

$$\Delta t_{lg}=(1-\Phi-V_{sh})\Delta t_{基}+V_{sh}\Delta t_{sh}+\Phi S_W\Delta t_W+\Phi(1-S_W)\Delta t_{烃} \quad 4\text{-}2$$

式中：　V_{sh}——岩石中泥质含量体积百分数

S_W——岩石孔隙中含水饱和度

$S_{烃}$——岩石孔隙中含烃类饱和度

孔隙度-密度关系式可写作：

$$\Phi=\frac{\rho_{基}-\rho_{lg}}{\rho_{基}-\rho_{流}} \quad 4\text{-}3$$

式中：　Φ——岩石孔隙度

ρ_{lg}——密度测井得到的密度

$\rho_{基}$——岩石基质密度

$\rho_{流}$——岩石孔隙中所含流体的密度

当考虑到岩石中含有泥质，孔隙中除水外还含有烃类时，上式扩展为：

$$\rho_{lg}=(1-\Phi-V_{sh})\rho_{基}+V_{sh}\rho_{sh}+\Phi S_W\rho_W+\Phi(1-S_W)\rho_{烃} \quad 4\text{-}4$$

式中的符号及脚注意义同上。

（二）二维模型

二维模型有两类，一是构造模型，目的是研究某一反射界面的几何形态。二是地层模型，目的是研究某一反射的相位和振幅特征。二者的用途不同，所要求的计算方法及结果也有所不同。

编制二维地震模型大体分如下几步。第一步是根据物理观测结果和推理提出一个地质模型，并计算出相当于这个原始地质模型的合成地震响应。第二步是仔细对比合成地震响应与经过处理的地震剖面，以确定原始地质模型是否可靠。最后一步是当发现二者之间有一定差别时，要适当改变地质参数（如密度、速度、地层厚度）或者数学参数（如采样间隔、子波特征或地震波传播的阶距）。如此反复数次，直到结果满意为止。

算得的合成模型与实际野外剖面的比较可以有两种办法。一是假定在每个炮点处只用一个检波器，并根据模型计算出炮点下的地震响应。然后将求得的零偏移距合成地震剖面与实际的作过正常时差校正的迭加地震剖面进行比较。第二种方法是通过模拟多次覆盖（采用与野外记录相同的排列长度、道距和迭加次数）计算一个合成地震响应。在比较时，不仅可以比较理论的和实际的时间剖面，而且可以比较理论和实际的速度分析。

图4-9表示二维地震模型的编制方法。第一步是作出一个地质模型。如果有足够的井的资料可供利用，这项任务是容易作到的。如果可用的井很少，则原始地质模型主要靠解释实际地震资料取得。在设计原始地层模型时，应当采用偏移时间剖面，最好是偏移深度剖面。当设计出地质模型后，就应当提出各个地层的纵波速度和密度。这些值可以由井中取得，也可以从地震资料中取得。人们还可以规定地层内速度及密度的侧向变化。甚至还可以规定其横波速度以及纵波/横波衰减因子。在编制模型中关键的一步是选择计算合成地震响应的方

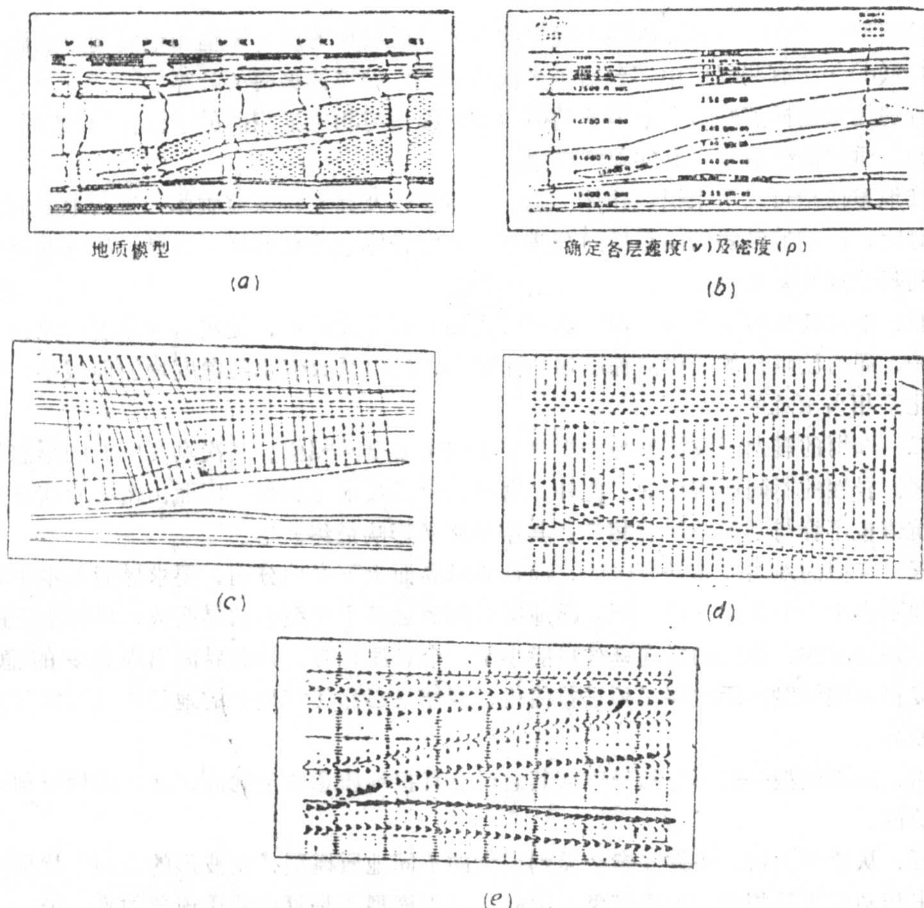


图4-9　二维地震模型的编制方法和计算步骤

(据Heuermann，1987)

(*a*)地震模型　(*b*)确定各层速度(*V*)及密度(*C*)　(*c*)法线入射路径(只展示出砂岩透镜体的射线)来计算多次波　(*d*)脉冲响应模型，此项计算表示了每个界面的振幅，反射系数和透射效应　(*e*)与所选子波褶积后脉冲响应模型，无噪声

法。对二维模型来说，最常用的是射线轨迹理论(asymptotic ray theory)或者有限差分法(finitedifference technique)，以逼近二维声波波动方程。

射线轨迹理论的根据是假定总的地震波场可以分解为无数个介于震源和检波器之间的射线路径。图4-9(c)为典型的射线理论计算法，其中射线是从一个砂体顶面上画出的垂直入射路径，并一直追溯到模型顶部。计算中考虑到穿过每个界面所发生的折射。这种模型的缺点是不能反映反射曲率迅速变化引起的现象、断层造成的绕射现象、以及任何与波前和地质边界曲率变化所伴生的现象。

波动方程模型的有限差分法是波动方程偏移的逆解。在波动方程偏移中采用的方法是假设成象检波器(imaginary geophone)逐渐下降到地下，以便使紧靠每个新检波器下面的薄层都可看作是偏移过的。而有限差分法则是假定从模型底部逐渐上提成象检波器。由于地质

模型可以看作是一个偏移地震剖面，所以它的逆解计算会得出一个未偏移的地震剖面。其计算结果包括了所有反射和绕射同相轴。

上述模型程序中都将计算模型中碰到的每个地质层位的反射振幅和地震响应的旅行时间（如图4-9(d)）。有些程序中还包括了多次波和其它转换波振幅的计算。

要特别注意选择那些与实际地震剖面中的振幅谱与相位谱相同的子波作为震源子波。图4-9(e)为通过褶积最后完成的地震模型。

二维地震模型可以用来识别砂体、礁、河道、以及其它特殊地质体，进行地层的定性和定量的对比，研究地震的纵向和横向分辨率，确定岩体或油藏的真实边界，研究油层性质的变化，判断油藏开发效率等等。

然而，地震模型与实际地震剖面之间终究还是有很大差别，造成这种差别的原因如下：

第一，通常波阻抗的变化随深度增加而减小，反射系数值也随深度增加而减小，而模拟这种变化是相当困难的。

第二，选用的震源子波波形与地下真实子波未必全然相似。其次真实子波的形态是随深度、地区、岩性的不同而变化的。此外，密度这个参数很难获得，因而由密度乘速度而得来的波阻抗值也不会与实际波阻抗相等。其结果必然影响最终波形。

第三，模型的地层界面是有限的，而且要求界面上下岩性分明，要求界面基本平坦、其横向延伸不小于一个菲涅耳带，而实际地层界面数远多于模型中的界面数，界面上下的岩性变化常常是过渡的，地层的横向延伸可能小于一个菲涅耳带，并沿界面出现众多的急剧变化。在编制模型前对实际地层必须进行简化，其结果必然使模型中的地震响应与实际地震响应间的差异。

第四，地震模型一般不包括噪声或其它没有直接地质意的干扰波，而实际地震剖面中是无法排除的。

第五，从数学上讲，条件和参数差别很大的不同地质模型，在波形的迭加干扰影响下，可以得出相同或极其相似的地震模型。因此，地震模型不是复杂地质现象的唯一解。

然而，尽管存在上述不足，地震模型仍不失为地震解释的重要工具，特别是在解释钻井较多的局部地区的局部层段时，如果有反演模型的配合，有时会得到令人惊异的效果。

（三）二维模型实例

河道砂岩（曲流砂坝）模型

美国蒙大拿州中部Tyler组内下Pennsylvania砂岩中有许多储集在叠置河道砂岩中的地层油藏。Tyler组分上、下两段，如图4-10所示。大多数产油透镜砂体位于Tyler组下段，其中多数为河流相曲流砂坝沉积。控制井点的密度不足以勾绘出这些狭窄弯曲的曲流砂坝。要想利用地震方法准确地解释Tyler组与下伏Big Snowy群间的不整合关系并勾出Tyler组内存在的砂体，必须采用宽频带记录。然而，由于切入到Big Snowy群的Tyler组底面本身以及Tyler组内砂体层位上的多变，要想凭借一两口井结合地震剖面就能准确地预测地下地层关系是不可能的。

为此，选择了一块井多的已知区编制了地质模型（图4-11）和相应的地震模型（图4-12）。模型中，在Tyler组上段底部1.13s处设计了一层席状砂，在Tyler组下段中部1.14s处设计了一个透镜砂体。为了对比，又编制了其它条件一样但没有砂体的地震模型(图4-13)。由图4-12看出，在两个薄砂层处，由于波的相互干扰，产生两个起伏不平的反射，而在35号

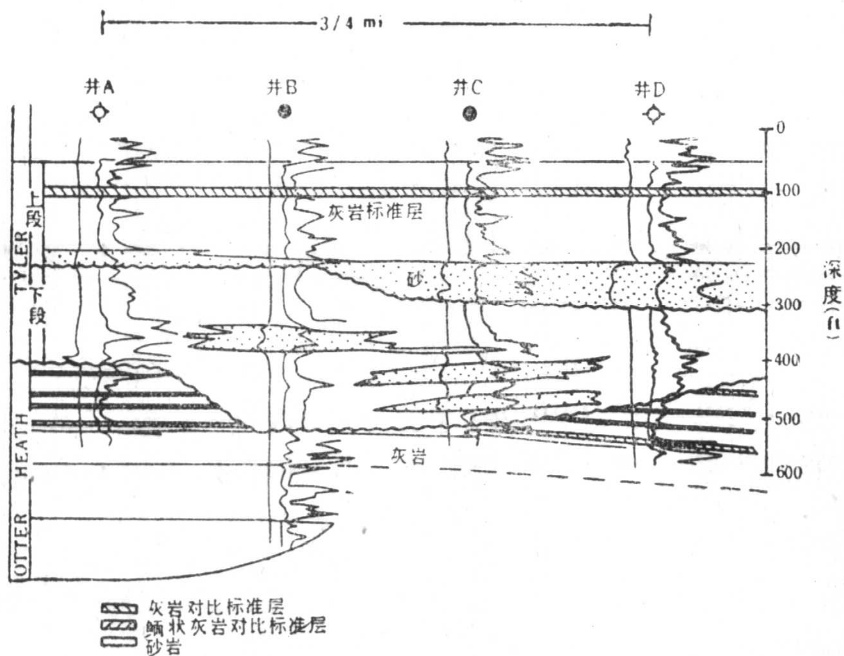


图4-10　美国蒙大拿州中部Tyler组测井对比图
（据Clark，1983）

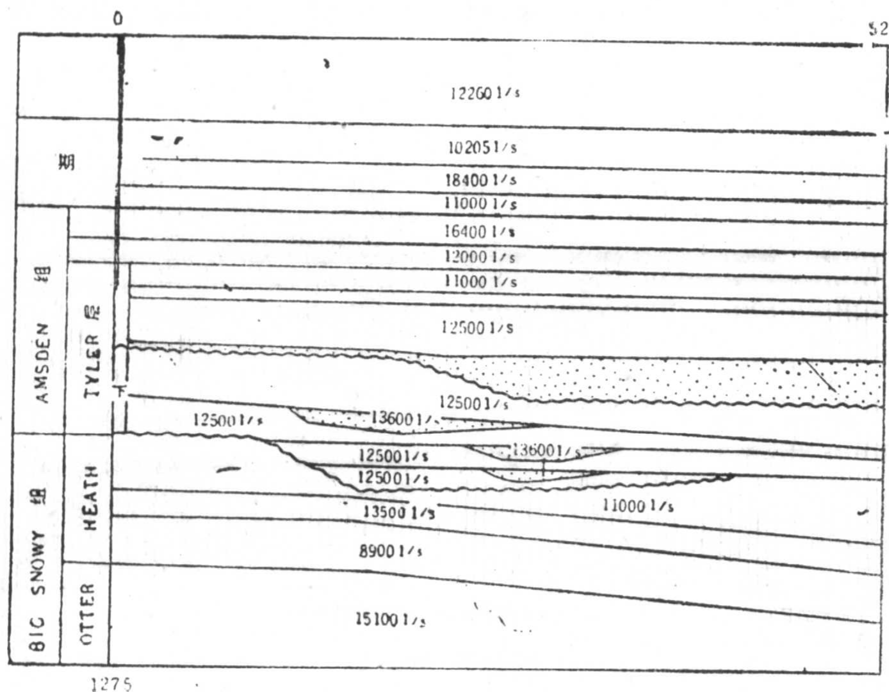


图4-11　图4-10的地质模型
（据Clark，1983）

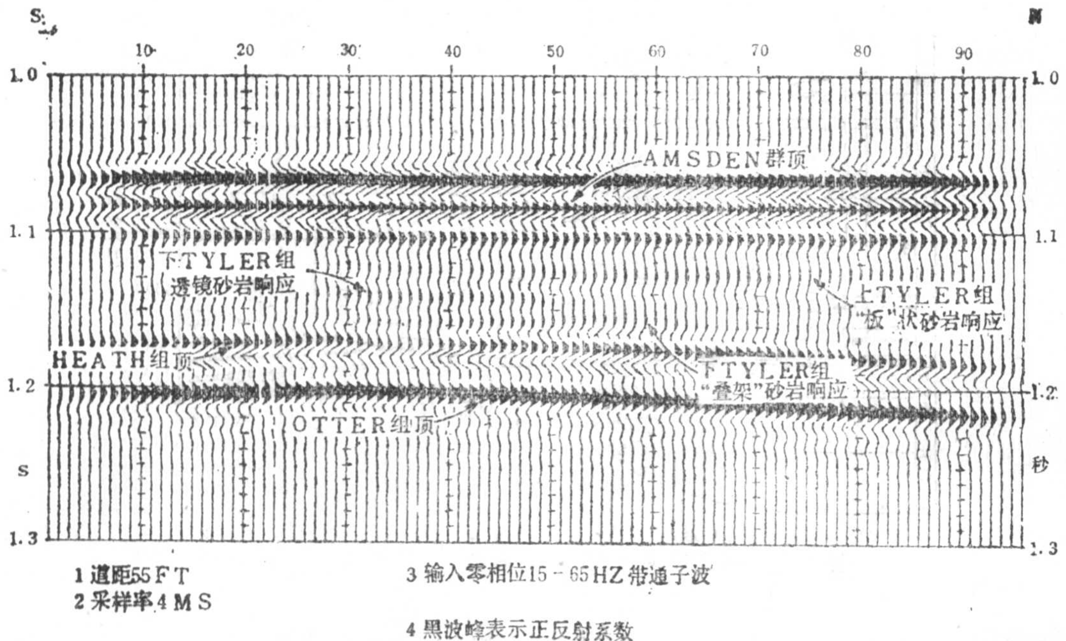


图4－12　图4－11的地震模型

（据Clark，1983）

1．道距55ft　2．采样率4ms　3．输入零相位15－65Hz带通子波　4．黑波峰代表正反射系数

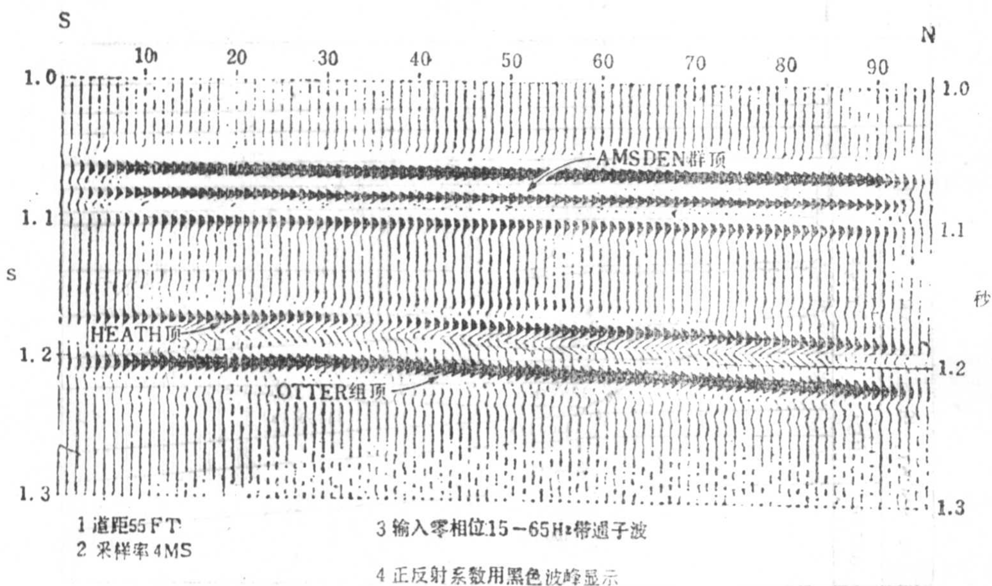


图4－13　与图4－11条件相同但Tyler组中没有砂岩的地震模型

（据Clark，1983）

炮点附近下伏地层Heath组顶面出现的振幅减弱，则代表该处Heath组顶部被剥蚀。再将图4-12与4-13相对照可以看出，在图4-12中有砂岩的地方，在图4-13中为空白。将上述图件与同一地区一条实际地震剖面(图4-14)比较后发现，在实际剖面的河道中更接近没有砂岩存在。

然而，事情是复杂的。在同一地区采用同样的参数作了两个地质模型（图4-15）和相应

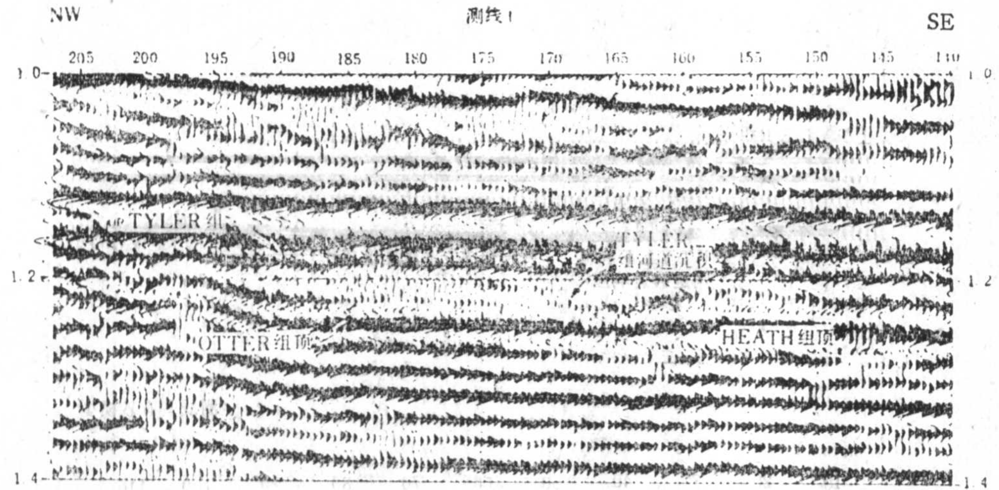
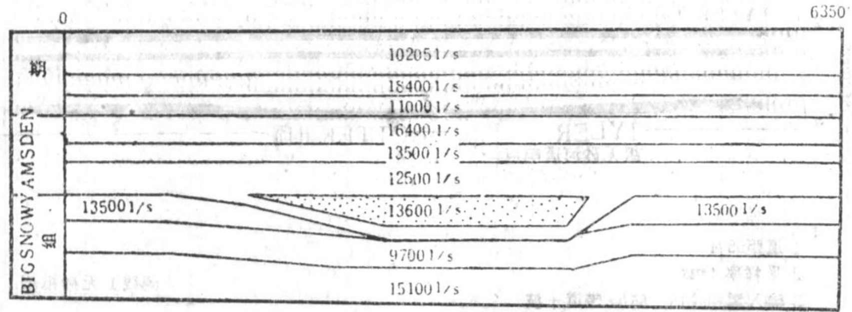
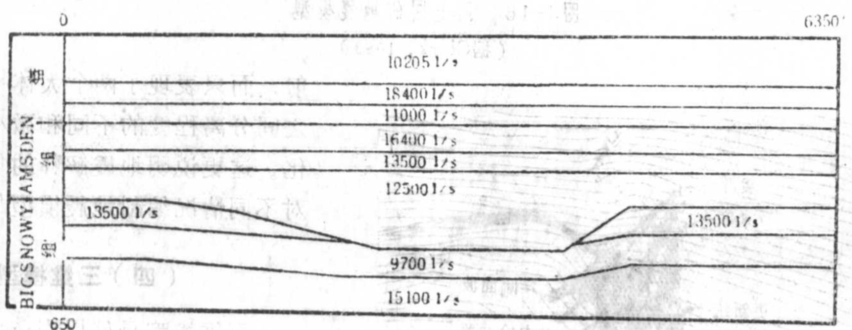


图4-14　通过Tyler组的一条实际地震剖面

（据Clark，1983）



有砂岩模型



无砂岩模型

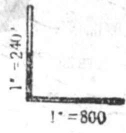


图4-15　Tyler组河道中有无砂岩的两种地质模型

（据Clark，1983）

的地震模型（图4-16）。在这两个模型中，在Tyler组河道内，一个有砂岩，一个没有砂岩。但是，由于砂体厚度及所处的位置不同，在子波的相互干扰下，没有出现反映砂体的单独反

1 道距55 ft
2 采样率 4 ms
3 输入零相位15－65 hz 带道子波
4 正反射系数为黑波峰

图4-16　同上图的地震模型
（据Clark，1983）

射，而只表现了两个大体平行的反射之间分离程度的不同和微小的波形变化。这更说明地震解释的复杂性和针对不同情况编制地震模型的必要性。

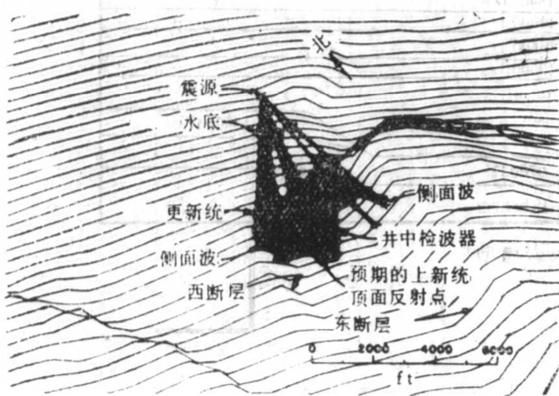


图4-17　地堑中进行VSP的三维射线轨迹模型
（据Heuermann，1987）

（四）三维模型

三维模型最好用彩色显示，以便把各种现象区分开。图4-17为一三维射线轨迹模型，目的是确定美国路易斯安那州海上一口井进行垂直地震剖面（VSP）研究时最合理的震源——检波器的排列方式。图中背景斜线代表上新统顶面构造等高线。标有井中

检波器的垂线，代表准备进行垂直地震剖面的井身。该井位于上新统顶面的一个地堑中。震源位于井的北侧水面上。水面往下有四层介质：1. 平均海平面到水底；2. 水底到更新统顶；3. 更新统顶到上新统顶；4. 上新统顶以下。图中没有画出水底和更新统顶面，这两个面的空间位置表现在射线路径的屈折上。

设计垂直地震剖面的目的是查明井底附近上新统顶面有无尚未发现的小断层。显然，按图中所示的震源位置，在井旁上新统顶面上可以形成一系列预期的成象点。但是也会有大量来自两侧断面的侧面波，它们将使资料处理及解释复杂化。因此，必须改变震源位置，使侧面波的干扰最小。

(五)小　结

正演模型可以解决如下问题：

1. 有无与油气藏有关的地震异常。
2. 异常的地震反射特征。
3. 引起异常的原因。
4. 检测异常所需的最小带宽。
5. 可否采用某种新采集方法以检测已知的异常或地层圈闭。
6. 噪声，特别是侧面波的存在对异常检测有何影响。

通过模型讨论还可看出，地震资料解释的精度与地层的厚薄、排列、岩性、物性、侧向分布，地震资料的垂向及横向分辨率，子波的类型、频率、子波在空间中的变化、数据采集的方式、采样密度以及资料处理方法有着密切的关系。地震模型的意义不仅在于它的本身，重要的在于它揭示了形成地震反射的众多客观与主观因素的内在联系。

二、反演模型

任何正演模型的编制中，都要提出一些假设条件，并对地下复杂地质条件加以简化。其结果必然有某种程度的失真。反演模型则是从实际地震道出发，通过运算反演出一条合成速度测井曲线（虚速度测井曲线）或者波阻抗测井曲线，并进而推断其岩性、物性、含油性的变化。也可以把一个地震剖面反演成虚速度测井剖面或者波阻抗剖面。这种方法(Kunety, 1963）近年来有了很大发展，并成为地震地层学解释的有力工具。

反演运算中涉及的两个基本参数是波阻抗I和反射系数R。依定义，波阻抗是密度ρ和速度V的乘积

$$I(t)=\rho(t)\cdot V(t) \qquad 4\text{-}5$$

式中t为双程旅行时间。

反射系数R则是在一波阻抗差界面上反射振幅与入射振幅之比，用波阻抗表示为

$$R(t)=\frac{I(t_2)-I(t_1)}{I(t_2)+I(t_1)} \qquad 4\text{-}6$$

当波阻抗向下增加时，规定其反射系数为正。

反射系数值介于+1.0到-1.0之间。其大小取决于反射界面上下的速度、密度差。由于不同岩石的密度差小于它们的速度差，所以，速度差对反射系数的影响大于密度差的影响。

在一般情况下，地层界面的反射系数介于±0.001至±0.2之间，大多数处于±0.001到±0.1之间。大于±0.1者通常都和某种波阻抗的异常有关。

（一）反演模型的假设条件

第一，所有一维虚速度测井反演计算中都假定地层是由均质的、相互平行的波阻抗层组成的。因此，任何陡峭地层或复杂构造现象都会在它的反演虚测井曲线上造成异常。

第二，假定所研究的地震道$S(t)$代表一个无噪声的褶积模型，即

$$S(t)=R(t)*W(t) \qquad 4\text{-}7$$

式中$R(t)$为反射系数函数，$W(t)$为子波函数，*为褶积符号。

由此而导出的一个假定是：由任何共中心点地震资料导出的反射系数序列，都正比于该共中心点处迭加地震道连续振幅序列。这是一条基本的假设条件。因此，要想取得好的虚速度（或波阻抗）测井曲线，在反演前的地震资料处理中，必须注意保持原有的反射振幅不变。

（二）反演计算

常用的反演计算方法有二。一是利用递归法（recursive method）预测波阻抗剖面。二是广义线性反演法（generalized linear inversion method）。后者推广得很快，但费用较高。此外，还有许多其它的方法，如线性程序法，自动递归法，非线性反演法等等。但目前均未得到广泛的应用。应当指出，除了上述两个假定条件外，各种计算方法本身也还有其特有的附加假定条件，以便于使用和解释。例如，递归法就假定欲进行反演的地震资料是已经消除了噪声、多次波和侧面波的保持相对真振幅的资料，不必再进行透射损失、球面扩散、衰减的校正，同时它的子波是稳定的，并且具有良好的分辨力（充分的带宽、有效长度短、零相位和高的主侧峰比值）。

不连续（或离散）递归算法

此法普及得最早，它是把4-6式转变为：

$$I(t_{n+1})=I(t_n)\frac{[1+R(t_n)]}{[1-R(t_n)]} \qquad 4\text{-}8$$

此法的优点是快速简单和严格遵守4-6式。但是存在如下一些问题。

第一，因为4-8式的递推计算中要求有一个开始计算的初始波阻抗值$I(t_0)$，而要确定这个靠近地表的可靠的$I(t_0)$值是很困难的。

第二是在反演中必须估算一个低频速度模型，而在资料不充分情况下，估算结果往往是不可靠的。

第三是算出的曲线幅值往往过大或过小，必须乘以一个比例系数，以便使算出的地震道与预计的反射系数序列相比较，而这个系数的确定是不容易的。

第四是在反演前要对地震资料进行低阻（高通）滤波，它抹掉了某些采样间隔的波阻抗界面，使反演中无法保持原有的波阻抗值和波阻抗界面，如图4-18所示。

第五是当存在大幅度反射系数和噪声脉冲时，计算结果不稳定。其原因出自4-8式中的核心$f(R(t))$。

$$f(R(t))=\frac{1+R(t)}{1-R(t)} \qquad 4\text{-}9$$

此式的图形如图4-19所示。在反射系数介于−1.0到+1.0之间变化时，$f(R(t))$值变化于0

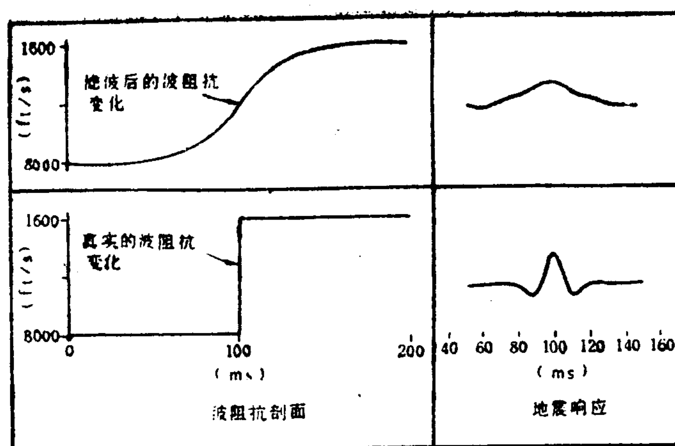


图4-18 低阻（高通）滤波造成的波阻抗界面消失
（据Rosenoff，1987）

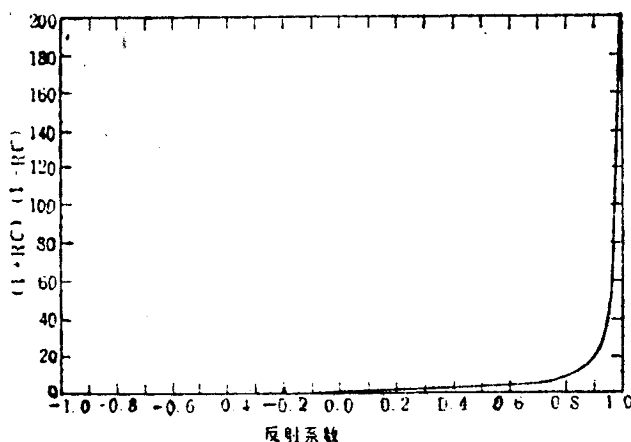


图4-19 反射系数在+1.0到-1.0之间变化情况下4-8式核心部分的性质
（据Rosenoff，1987）

与∝之间。图中正反射系数段可以看作是一条准指数曲线。当反射系数很大或出现明显噪声时，可能造成反演的畸变，这种畸变在反演出的虚测井曲线上表现为直流偏差（DC bias），使所有后续值都增加一个固定值度值。在彩色显示中，造成一种特殊的垂直彩束。

图4-20是利用实际声波测井资料和Gardner密度关系式求出的反射系数序列。图中400ms处有一尖峰，可能是一个周波跳跃，但在此处，可以看作是一种合理的大反射系数值或者一个噪声尖峰。图4-21是据图4-20求得的不连续递归反演曲线。由图看出，在400ms以后，整个曲线漂移了大约1000m/s的速度值。

连续递归算法

此法也是以4-6式为基础。然而，它不是把4-6式简单地换算成4-8式的形式，而是对4-6式进行逼近。

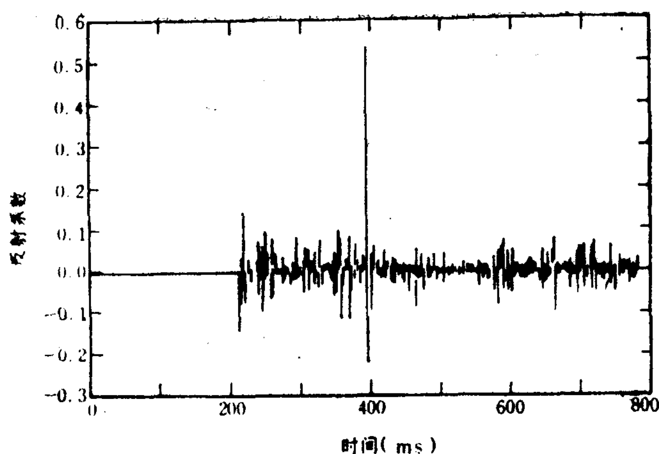


图4-20 一个反射系数序列
(据Rosenoff，1987)

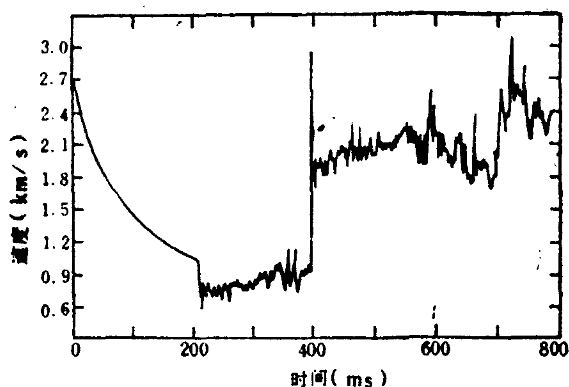


图4-21 据图4-20数据，用不连续递归法反演出的速度曲线。请与图4-24比较
(据Rosenoff，1987)

$$R(t)=\frac{\Delta I}{2I(t)}=\frac{1}{2}\frac{\partial}{\partial t}(\ln I(t)) \qquad 4\text{-}10$$

当反射系数≤0.4时，逼近式4-10是适用的。其物理假定是：地层模型是由连续变化的速度和密度的介质组成的，而不是由边界明显的均匀介质组成的。这种逼近式得出的反演关系是：

$$I(t_{n+1})=I(t_n)_{\exp}(2R(t)) \qquad 4\text{-}11$$

这种方法的最大优点是计算快，在大多数反射系数范围内能够比较好地逼近严格的理论解，当存在大的反射系数和噪声尖峰值时可以得出相当稳定的结果。

然而，和不连续递归法一样，这种方法同样必须估算初始波阻抗 $I(t_0)$ 值，必须假定一个低频速度模型，反演出的道迹线必须标定到已知的反射系数上，难以保存严格的波阻抗值和波阻抗界面，当存在大的反射系数和噪声时其解不稳定并引入直流偏差，对于大的反射系数值算出的速度不准确，以及由于是4-6式的逼近式，会逐步带进一些小的速度误差。

和图4-19相似，连续递归方程的核心是

$$f(R(t))=\exp(2R(t)) \qquad 4\text{-}12$$

在反射系数介于−1.0到+1.0的情况下，$f(R(t))$变化于0.14和7.4之间，见图4-22。这种

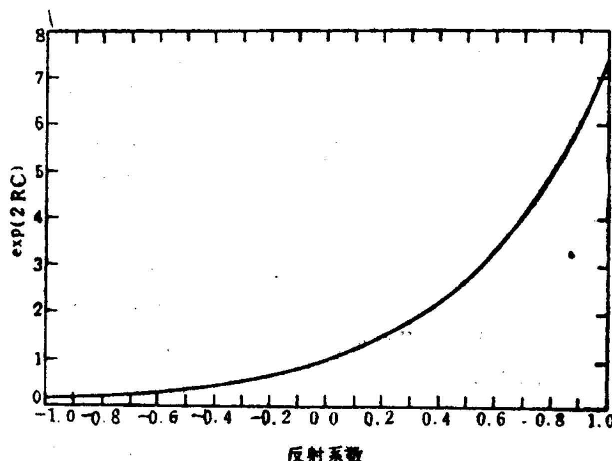


图4-22 连续递归反演方程式核心部分的变化特征

（据Rosenoff，1987）

变化特征造成在反演出的速度在大的正反射系数时偏低了很多，在大的负反射系数时又略微偏高（见图4-23）。但对大多数反射系数来说，其反演速度误差不超过5%。由图4-23还可看出，在核心值介于0.25到2.0之间时，逼近值与严格的理论解同处于一条线上。

随着核心部分$f(R(t))$的理论值与逼近值间偏差的加大，对于极大的反射系数值来说，连续反演法也会有直流偏差，但其偏差值总比不连续法小。图4-24是根据图4-20的数据利

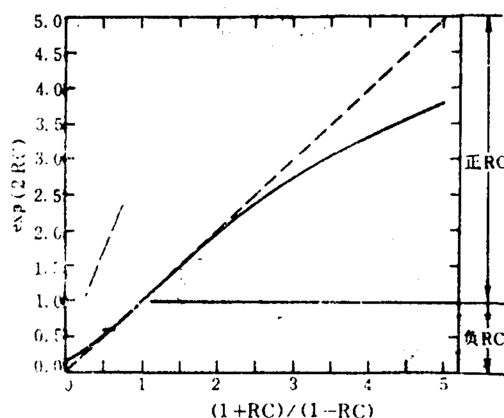


图4-23 反射系数−1.0至+0.67区间内连续法与不连续法反演结果的比较

（据Rosenoff，1987）

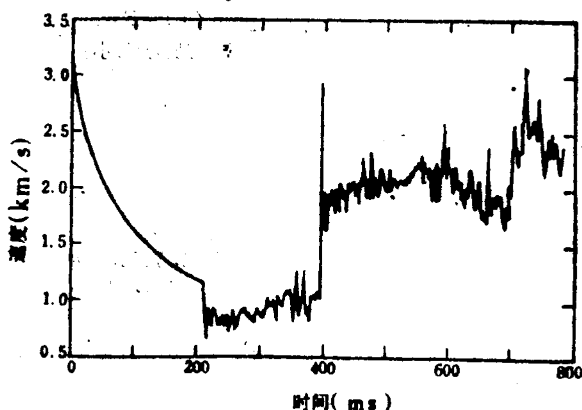


图4-24 根据图4-20的数据用连续反演得出的速度函数，试与图4-21比较

（据Rosenoff，1987）

用连续递归法求得的速度曲线。图4-25表示连续法与不连续法之间的差值。由图看出，连续法引入的直流偏差值为750m/s，约比不连续法小250m/s。

广义线性反演法

广义线性反演法（又称GLI法）是最近几年新发展起来的方法，有时又叫扰动法（pert-

urbation method)或模型法。其计算步骤如图4-26所示。计算开始时，需要处于同一空间位置的两项资料：一是实测的地震道F(I)，一是推测的波阻抗剖面F(G)。然后，利用假定的波阻抗资料和与实测地震道中所含子波相近的子波褶积出一个正演模型合成记录F(IG)。将此合成记录与实测地震道相比，找出其差值。之后对此合成记录道系统地进行扰动(pertub)计算，直至二者间的差达到某一最小值为止，或者是重复这种计算到规定的数目为止。根据算法的不同，有关所含

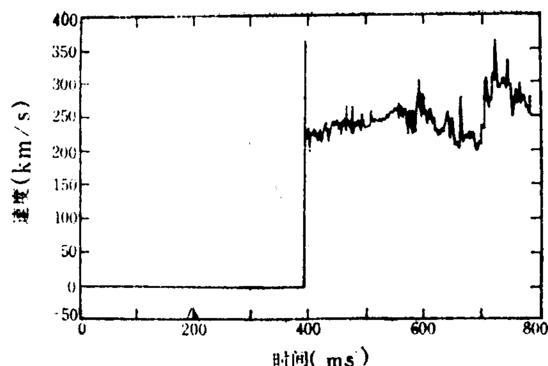


图4-25　连续与不连续反演结果的比较
(据Rosenoff，1987)

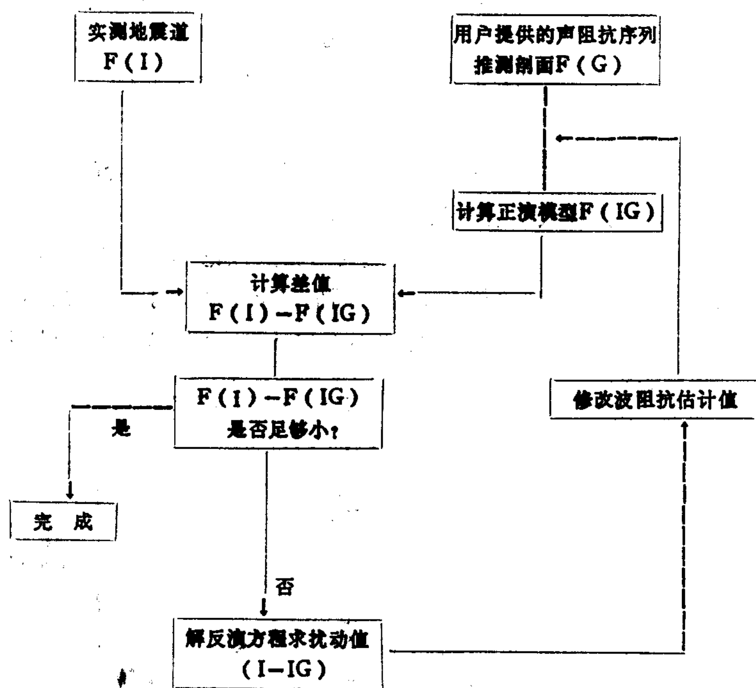


图4-26　广义线性反演法的计算步骤

子波或其它参数等独立变量，也可以在这个扰动计算过程中求得。然而，由于这个问题总是有约束条件的，因此，要对所有参数取得独立解是不可能的。

GLI法仍然沿用递归法中的许多假定，例如：杂乱的和剖面外的同相轴可以忽略，相对振幅增益恢复是正确的，资料中存在着良好的子波分辨能力等等。然而，GLI法有所发展，它可以把层内多次波、扩散、吸收、长周期多次波迭加效应等包括在合成记录模型的计算当中。包括了这些效应后自然要使计算量和成本增加许多，因此，必须依照实际情况加以取舍。

GLI法有几点优于递归法：可以保留严格的波阻抗值和波阻抗界面位置；层内多次波、扩散、吸收等非反射性的信息可以包括在实测地震道中；输入数据中所包含的子波可以独立

地确定；GLI的解对于假定的震源子波中的误差相对来说是不敏感的；从地震道转换为阻抗的比例因子可以单独求得；可以根据需要修改正演模型，以囊括地层、资料采集和处理中的各种效应。

但是GLI法也存在些问题：当存在高噪声时，它的反演解是不稳定的；有时推测的初始波阻抗值中只有很少部分是真实的波阻抗变化，大部分是噪声；它的解不是唯一解；计算中计算机工作量大而且费钱。

三、地震资料的垂直分辨率和薄层分析

（一）薄层与垂直分辨率的概念

如何提高地震资料分辨薄层、特别是分辨油气层的能力，一直是地震勘探方法研究的中心课题。不幸，由于地震波本身固有的相对低频，严重限制了这一能力的充分发挥。

一个简单的30Hz的正弦波，在速度为1800m/s的介质中传播，或者一个简单的60Hz正弦波在速度表3600m/s的介质中传播时，其波长为60m，其尺度远大于测井分层的厚度。因此，有必要详细研究地震资料的垂直分辨力及其改善途径。

所谓垂直分辨率是指“从反射地震剖面中能够区别一个以上反射界面的能力”（Sheriff，1986），或者说是地震资料能够区别薄层的能力。

Rayleigh（1945）曾对此垂直分辨率的极限下过定义。他认为是主波长的1/4。Widess（1973)对此下的定义是主波长的1/8。为了从理论上阐明垂直分辨率的起因和限制，下面简单介绍一下Widess（1973）的一些研究成果。

设有两个相同的对称子波 R_1 和 $-R_2$。两个子波在传播时间上有一差值$\triangle T$。见图4-27（a）。则两个子波间的振幅差 Rd 如图 4-27（b）所示。$Rd=R_1-(-R_2)=R_1+R_2$。

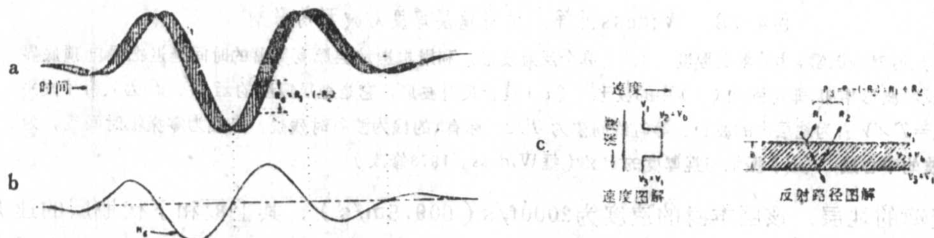


图4-27 两个时间差短的相同的子波产生的复合波形的相移和变化

（a）两个时间差ΔT的相同子波R_1和$-R_2$（b）R_1与$-R_2$间的振幅差 Rd。（c）来自一个薄层的反射，其中 $V_1=V_3$。为简化起见，透射损失和多次反射忽略不计，并认为各层密度是均一的，不变的

（据Widess，1973）

按数学原理，当ΔT很小时，Rd近似等于R_1的导数。设有一薄层，其厚度b。地层的速度为Vb（即V_2）。该层上下地层的速度相等，即$V_1=V_3$。设各地层的密度相等。见图3-46(c)。由于薄层上下界面的反射系数大小相等、符号相反。因此，Rd实质上就是来自此薄层的反射（透射损失与多次反射忽略不计）。由图4-27(a)、(b)看出，Rd具有以下特征：(1)R_1与$-R_2$子波最大振幅连线的中点处，Rd值为零。即Rd曲线与R_1与$-R_2$曲线的平均值之间，有一90°的相位差。而且在时间上是超前的。(2)从最大振幅出现频数看，R_1与$-R_2$呈“M”形，而Rd曲线呈“S”形，多了半个周期。(3)Rd曲线第一个峰值到达时间早于R_1

和$-R_2$第一峰值的到达时间，而Rd曲线的最后一个峰值的到达时间晚于R_1及$-R_2$曲线最后峰值的到达时间。(4)Rd曲线的频率高于R_1和$-R_2$曲线。

为了研究厚度对反射的影响，Widess（1973）编制了一个模型（图4-28）。模型中采

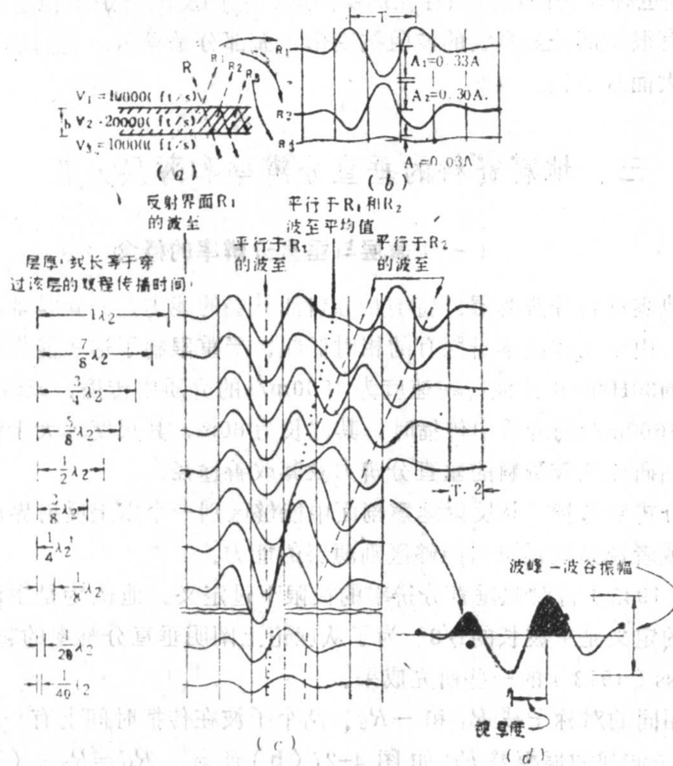


图4-28　Widess图解，说明地层厚度对波形的影响

（a）反射射线图解，b为地层厚度　（b）单个反射波形。利用根据地层厚度算出的时间延迟把得自顶底界面的单个反射波形相加，即得到如（c）中的波形　（c）复合反射波形，它是地层厚度的函数。T为入射子波主周期。$\lambda_2=T\times V_2$，为地层内的波长。等时线间隔为$T/2$。标有x的线为波谷时残线。点线为零振幅时间线，为各复合子波的中心线　（d）振幅与视厚度的定义（据Widess　1973修改）

用了逐渐变薄的地层。该层本身的速度为2000f/s（609.5m/s），其上覆和下伏地层的速度相等，为1000ft/s（304.8m/s）。设地震波垂直入射，地层密度变化忽略不计，入射子波RI的振幅为AI。则来自地层顶面、底面及一级多次波反射的子波分别为R_1、R_2及R_3。如图4-28(c)。图中R_3的反射很弱，可以忽略不计。图4-28(d)为利用数学方法、依照相应地层厚度的时间关系将R_1、R_2、R_3合成后得到的地震道。在这些道中，当地层厚度b等于1/2波长λ时（$b=\lambda/2$），来自顶底界面的反射出现相消性干扰（$\lambda=\tau V_b$，τ为子波的主周期，见图4-28(c)，V_b为速度）。而后，随着地层厚度继续减薄，来自顶底界面的反射发生相长性干扰，这种干扰在$b=\lambda/4$时达到最大，出现最大的振幅值，这个厚度被称作谐调厚度（Tunning thickness）。随着地层再次进一步减薄，虽然开始一段相长性干扰还起作用，但随着地层的减薄，相消性干扰逐步增强，直至反射消失。前面讲过，当地层很薄时，该薄层的反射特征逼近于入射子波的时间导数。值得注意的是，这种时间导数的关系可以维持到$b=\lambda/8$的情况下。见图4-28(d)。由于从这个点开始，就不再有来自地层顶底的各自反射而只剩下它们的复合波了，所以可以说，从这一点开始失去了分辨能力，从而可以把$\lambda/8$称作理论的分

辨力极限。然而，实际上有许多因素影响着这个分辨力极限，例如，当存在噪声时，它可能使$\lambda/8$至$\lambda/4$的子波加宽，模糊了它们的界限，使分辨能力降低。正是由于这个原因，再加上$b=\lambda/4$时出现的谐调振幅比$b=\lambda/8$情况下的反射子波形态近似于R_1的时间导数在外观上更加明显，因此，一般都把$b=\lambda/4$作出垂直分辨率的下限。但是这不是说薄于$\lambda/4$的地层完全不能分辨了。还有其它的方法可以研究它们。入射子波的形态和延续时间对分辨率也有很大影响。

Widess 图解是在地层顶底面的反射系数大小相等、极性相反的情况下导出的。但它对研究顶底面的反射系数大小不等、符号相反的厚度不同的地层对波形特征的影响，依然有很重要的参考价值，人们从Widess图解可以导出三点重要结论：

1．当地层厚度超过1/4主波长时，复合反射波形的第一个波谷与最后一个谷的时间差正比于地层厚度。在这种情况下，地层厚度可以通过测量顶界反射波的初至R_1和底界反射波的初至R_2之间的时间差确定出来。

2．当地层厚度小于1/4主波长时，反射波形的变化很小。在这种条件下，地层厚度正比于反射振幅。

3．当地层厚度等于1/4主波长时，来自顶底面的反射波发生相长性干扰，其复合波形的振幅达到最大值。

上述结论是在没有噪声的情况下得出的。当实际资料中存在噪声时，1/4主波长这个薄层极限可能被突破。

Widess（1973）指出，薄层地层厚度b与子波最大振幅A_m之间的关系可用下式逼近

$$A_m=\frac{4\pi A_b}{\lambda_2} \qquad 4\text{-}13$$

式中A为自一厚层（其顶底界面反射系数与薄层顶底面反射系数相等）反射出的子波的波峰与波谷的振幅最大值与最小值的平均值。此式说明一个非常薄的地层也能得到可能测出的反射。例如，如果$b/\lambda_2=1/20$，则$A_m=0.6A$。就是说，尽管一个地层厚度只是$\lambda_2/20$或者1/10主波长，也可以造成在声学性质与之相等的厚层的振幅的0.6倍的振幅。

在薄层研究中，为了区别起见，常常用到两个名词：分辨出的薄层（resolved thin bed）和检测出的薄层（detected thin bed）。前者指零相位地震资料中根据地震响应的波峰和波谷可以确定其顶底界的双程旅行时间，并算出其厚度的薄层。后者是指不能用上法，而只能依靠振幅的变化确定其厚度的薄层。

除了振幅外，还有其它的一些地震响应的数学特征可以反映薄层厚度变化。例如Robertson和Nogami（1984）提出瞬时频率对薄层厚度的变化十分敏感。Marangakis 等人(1985)研究了薄层在频率域中的反射讯号，结论是当地层厚度低于调谐厚度时，正确地解释积分能谱（integrated energy spectra）可以检测出地层厚度的变化。

（二）振幅与时间厚度交会图解

此种图解又称“分辨力和检测图解”。它是根据合成的反射波形的振幅与相应时间厚度值作成的关系图解。其振幅值可以人为地选定薄层的任一种振幅值。如波峰振幅，波谷振幅，波峰到波谷的振幅。其时间厚度值取标志薄层顶底界面的波峰与波谷极限值间的时间差（又称视厚度或量得的时间厚度）。这种图解对于解释和标定薄层厚度很有用处。

图4-29是根据图4-28图解作出的一种标定图解。其纵轴为算出的反射子波波峰至波谷的振幅和双程视厚度（时间厚度）。横坐标为真实的双程时间厚度。图中反射复合波形振幅最

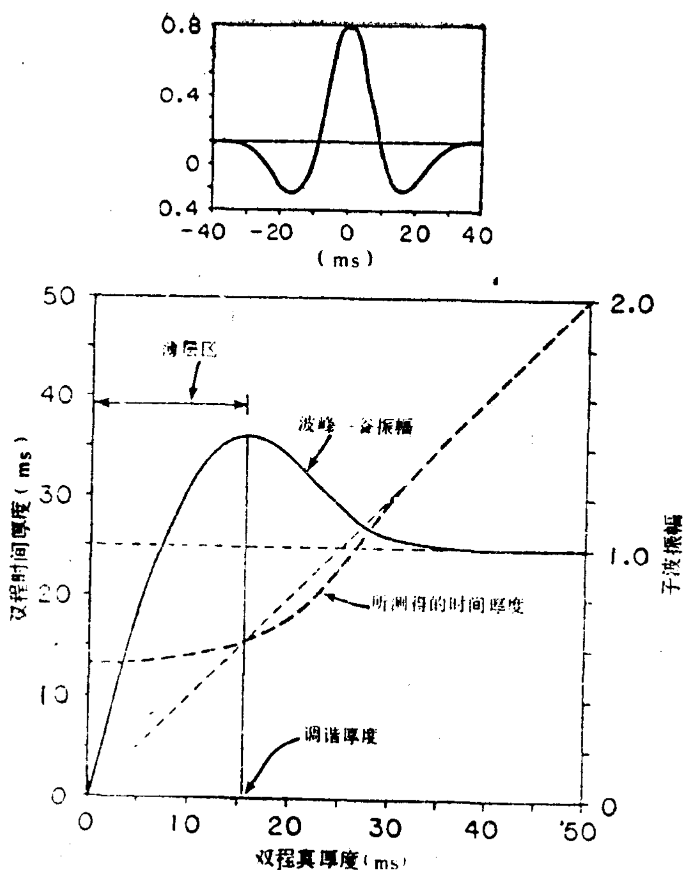


图4-29 振幅—时间厚度交会图解。所用子波为20HzRicker子波。地层顶底界面的反射系数大小相等符号相反
(据Widess, 1973)

大値处的地层厚度称之为调谐厚度。此图是在地层顶底界面的反射系数大小相等、符号相反的条件下作出的；所用子波为 20Hz Ricker子波。根据这一图解可以得出两点结论：

1. 当地层厚度大于调谐厚度时，视时间厚度与该地层的真实厚度之间呈一线性关系。图中的调谐厚度为16ms。本图中上二者实际呈准线性关系(图中粗虚线)。当地层厚度大于 1/4 主波长时，可称之为"时间上可分辨的地层"，其真实厚度可以根据视时间厚度确定之。

2. 当地层厚度小于调谐厚度时，在波峰波谷振幅曲线上，波峰至波谷振幅与地层真厚度之间有一准线性关系。而其视厚度则相对不变呈一水平线段。这一段的地层称之为"时间上可检测的地层"，意即只有通过振幅的变化才能算出它的真实厚度。

前已述及，图4-48 是在地层顶底界面的反射系数大小相等、符号相反的条件下作出的。如顶底界面的反射系数大小相等但符号相同时，则出现图 4-30的情况。上图中40ms 处为所用的基本子波。100—150ms段为一向右尖灭的楔形地层。所得曲线与图 4-29 相似，但方向相反。

上述三个模型(图 4-28 至图 4-30)均假定薄层在纵向上是均质的单一岩性地层。而实际地层中，往往是砂层中还夹有一些薄的泥岩或页岩，或者是砂层本身的厚度在横向上发生复

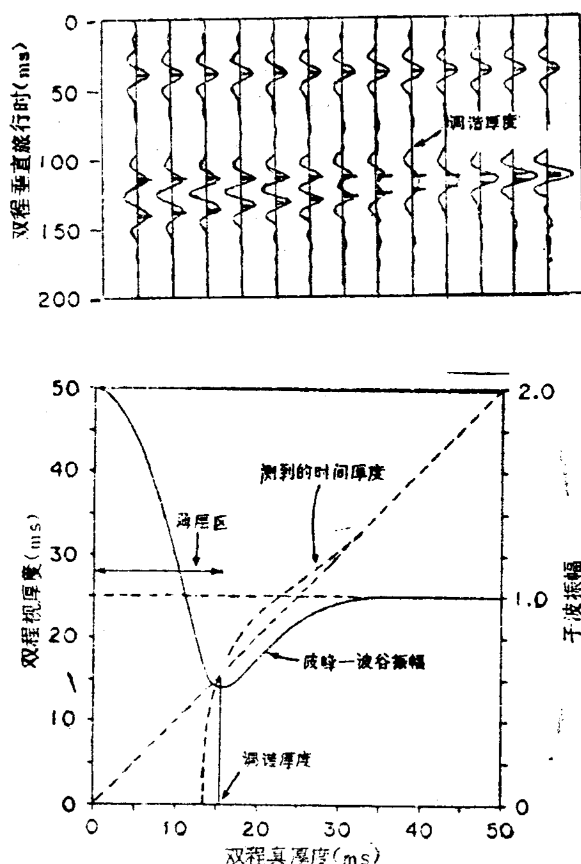


图4-30 反射振幅与时间厚度交会图解

上图40ms处为所用基本子波，100—150ms之间为楔形矿层。下图为双程视厚度、子波振幅及双程真厚度的关系曲线。砂层顶底面的反射系数大小相等符号相反（据Kallweit和Wood，1982）

杂的变化。合成记录模型和声学物理模型表明，在总的厚度不变，且小于调谐厚度时，反射振幅的大小与总的地层中含有砂层的多少成正比，而与砂层的空间分布或者纵向上过渡的性质无关或者反应不敏感。

图4-31为Lindsey(1976)等人设计的波动方程理论模型。模型中的地层总厚15.2m(50ft)，小于调谐厚度。由这两个模型看出，除了模型两端由于绕射波的影响发生严重偏差外，整个模型中的振幅的大小均与砂层的厚度成正比。而反射波形却保持不变。波峰到波谷的时间差提供不了任何有关岩性的信息。

图4-32为Meckel 和 Nath（1977）制作的一维合成记录模型。夹在页岩中的砂岩最大厚度 15.2m（50ft），小于调谐厚度，所用子波为8-32Hz带通子波。结果表明，波峰至波谷的时差对于页岩的存在与否及其分布位置没有反映，而振幅的大小却说明了砂层的厚度变化。

为了检验起见，Mahradi（1983）曾利用玻璃纤维和有机玻璃作了物理模型。所得结果表明，当地层厚度大于1/4主波长时，波形本身发生变化，当地层厚度小于1/4主波长时，主要是振幅随厚度不同而变化，见图4-33。在薄层条件下，薄砂层的层数对波形没有影响，而砂层的总含量只反映在振幅的变化上，见图4-34。

上述例证都是在砂层顶底面上下物性突变的条件下取得的。而实际地层界面上下的物性

(a)

Seismic model of sandstone reservoir containing shale unit of variable thickness

(b)

图4-31　砂页岩层总厚度小于调谐厚度时，反射振幅与砂层含量的关系
(据Lindsey等，1976)

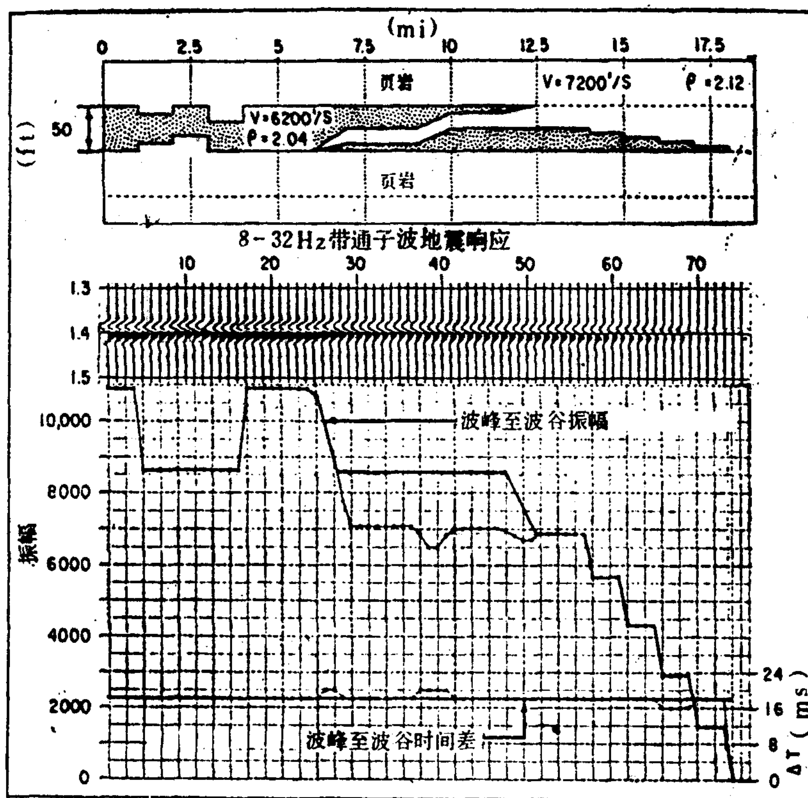


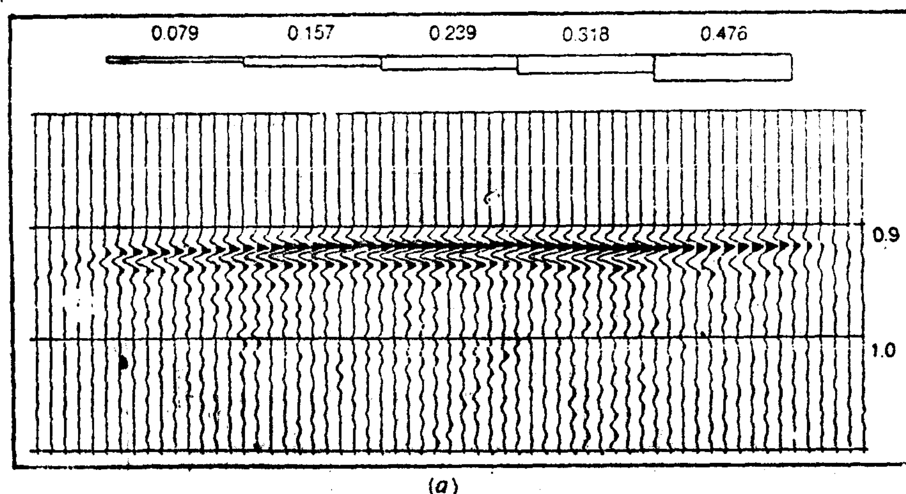
图4-32　薄砂层地震响应模型

(据Meckel和Nath，1977)

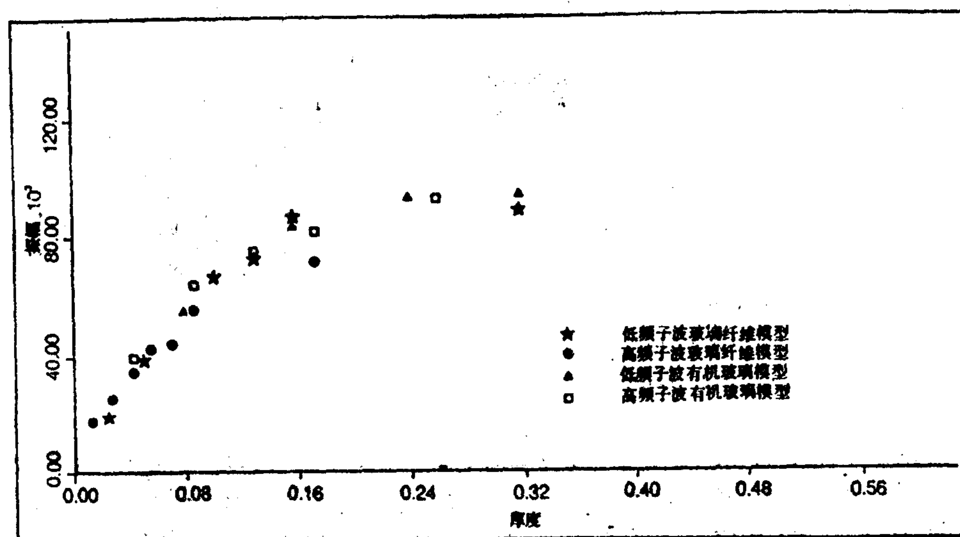
通过上述分析可以认为，在地层厚度小于1/4主波长时，砂层的含量与振幅的大小成正比，而与砂层的层数、空间分布、顶底面过渡类型无关。地震响应的波形和波峰与波谷的时间差也不会发生变化。这一结论为定量地研究储集岩的厚度及其岩性变化奠定了理论基础。

（三）非压缩与非对称子波的振幅—时间厚度交会图解

编制上述图解用的都是压缩（窄）的对称的零相位子波。而大多数地震资料中的子波都是非对称的或者是长的对称子波，它们通常都带有几个侧波瓣，而不是象Ricker子波那样，每侧只有一个侧波瓣。为此，Kallweit 和Wood(1982)采用了更有代表性的有两个侧波瓣的零相位子波编制了与Widess 图解相类似的振幅-时间厚度交会图解，见图4-37。由图看出，当地层厚度大于调谐厚度时，其振幅和时间厚度曲线都出现两个谐振峰。Brown等（1984）曾利用不同子波作出类似的标定图解，如图4-38。由图看出，当地层厚度大于调谐厚度时，其振幅及时间厚度曲线上出现与子波侧波瓣数目相同的峰值。由可以得出结论，即必须用实际或与实际接近的子波编制薄层厚度标定曲线，以便准确地确定地层厚度。



(a)



(b)

图4-33　不同厚度下地震响应的物理模型

（据Mahradi，1983）

（a）物理模型及其地震响应。当地层厚度小于1/4主波长时，只发生振幅变化，当厚度大于1/4主波长时，波形发生变化。模型中地层厚度用主波长的分数表示。

（b）地层厚度与振幅的函数关系。地层厚度用主波长的分数表示。

可能是渐变的。Meckel 和 Nath（1977）曾经研究过渐变界面的地震响应特征。当地层厚度较大的情况下，随着砂层底界渐变过渡带的拉长，其反射波形将拉长，其振幅将减小，并发生高频成分损失（图4-35）。而在薄层条件下，无论砂层顶底界面发生什么样的过渡变化，都只能引起振幅的变化，而看不到波形对不同过渡类型的地震响应特征（图4-36），

玻璃纤维厚度 0.014 0.028 0.042 0.056 0.070 波长

总厚度 0.052 0.093 0.132 0.172

0.9

1.0

（a）

振幅 10^3

★ 合成的

○ 预期的

▲ 测量的

厚 度

（b）

图4-34 总厚度小于 1/4 主波长条件下不同层数物理模型的地震响应。“合成”指没有透射损失情况下的振幅。“预期”指有透射损失情况下的振幅

（据Mahradi，1983）

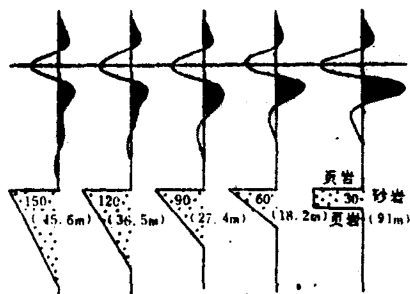


图4-35 厚的砂岩底面过渡带的地震响应特征

（布特沃斯带通子波10—40Hz）（据Meckel和Nath，1977）

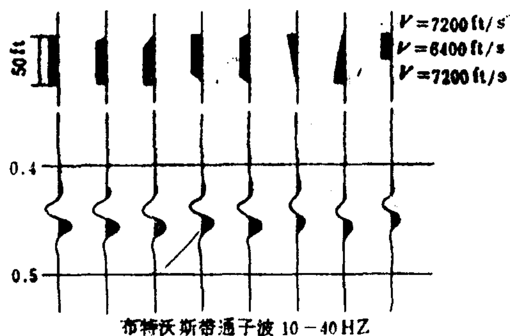


图4-36 薄的砂岩顶底面过渡带的地震响应特征

（据Meckel和Nath，1977）

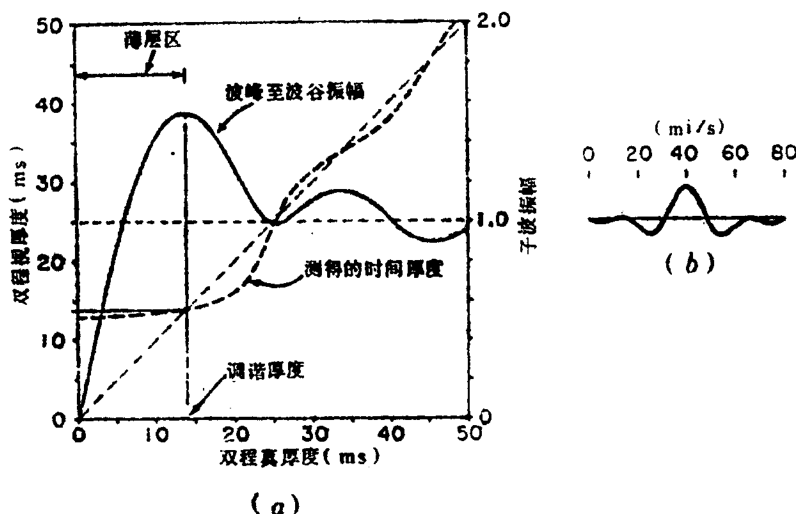


图4-37 利用两个侧波瓣零相位子波作出的时间厚度标定曲线

(据Kallweit和Wood，1982)

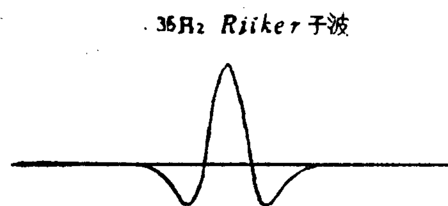
四、水平分辨率

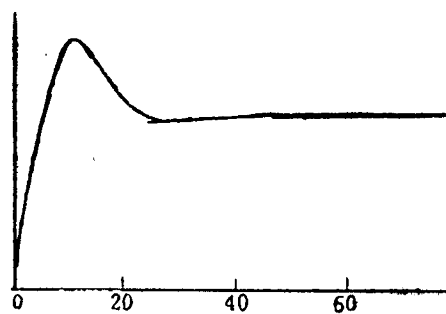
地震资料在水平方向上所能分辨的最小地质体的尺寸叫水平分辨率。未偏移地震剖面的水平分辨率通常用Fresnel带加以说明。设有一震源点和检波器同处于一起的地震剖面，设地下有一水平反射界面。从激发点（亦即接收点）向下画垂线至水平反射界面，求出其垂距。以激发点为圆心，以该垂距为半径，画一切过水平反射的圆弧，此圆弧即代表地震抵达此界面时的波前，再以多出1/4及1/2子波长度的半径画弧，在水平反射界面的平面上得出两个圆。其内圆称第一Fresnel带，二圆之间的环形带称作第二Fresnel带。Fresnel带的大小取决于地震子波波长（λ）的大小。见图4-39。

设波速不变，据波的干涉原理，当法线反射波尾回到检波器时，来自第一Fresnel带外缘的反射波前也同时到达，二者相位差恰为λ/4。因此，在第一Fresnel带内，相位差不到4/4的反射波之间发生相长性干扰，振幅有所增强。而第二Fresnel带内的反射则发生相消性干扰，使振幅减弱。依同理还可以有第三带（相长性）、第四带（相消性）等等。但第一带以外诸带间彼此抵销，对反射无影响，可以不考虑。第一Fresnel带的大小与深度(双程时间)、速度、波长有密切关系。图4-40为一诺模图，用以确定第一Fresnel带的直径。由图看出，主频20Hz速度3000m/s的地震波在双程时间2秒处的第一Fresnel半径为470m。就是说在这个范围内，既使没有地质异常，也会由于相长性干扰而增加振幅。为了说明问题，现举一例，见图4-41。设震源点正下方的水平反射界面上有一直径小于第一Fresnel带直径的小圆孔，当震源激发并在同一点接收地震波时，由于处于第一Fresnel带内反射波的相长干扰，在小孔的分布范围内将会出现反射。其反射强度随着孔径的增大、参与相长性干扰波数的减少而减弱。当地下潜伏着小的塔礁、窄的河道、小的岩溶地貌等地质体时会产生这种现象。

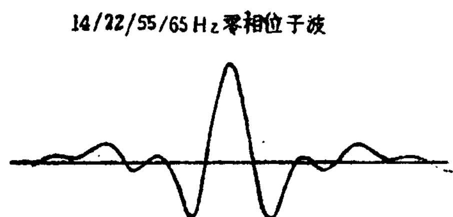
在图4-39（c）中还画出了低频与高频地震波造成的不同Fresnel带。此图用来说明低频

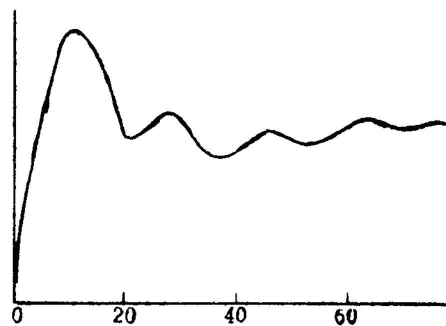
36Hz Riiker子波



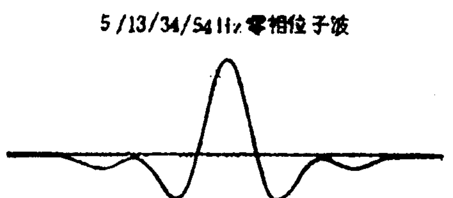


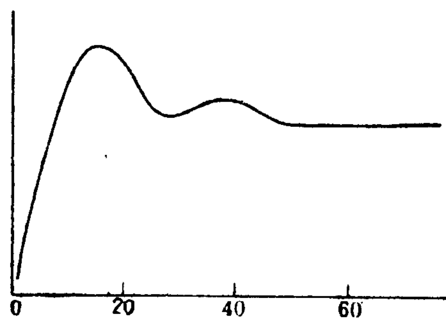
14/22/55/65Hz零相位子波



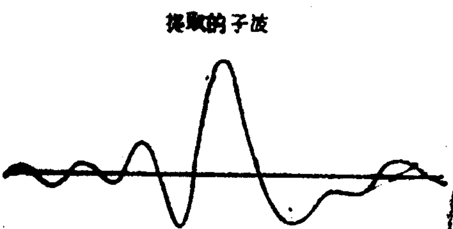


5/13/34/54Hz零相位子波





提取的子波



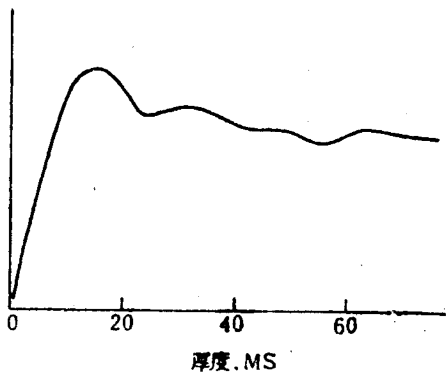


图4-38 不同子波和它们的标定曲线

（据Brown，1984）

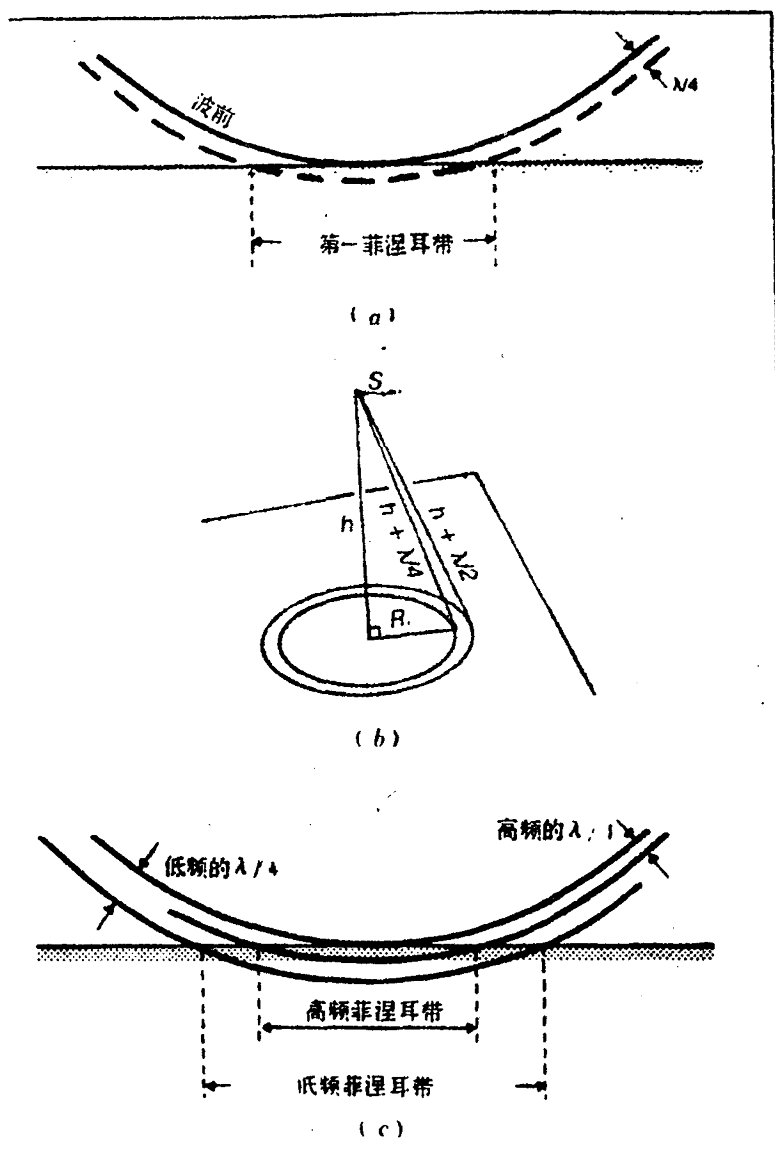


图4-39 Fresnel带概念图解

地震波会降低地震的水平分辨力。例如，据图4-40诺模图可以查出，对于一个4000m深的反射层，在速度为3500m/s条件下，当频率为50Hz时，其Fresnel 带的半径为375米，而当频率为20Hz时，其Fresnel带的半径为594米。

Fresnel 带的出现还可以使中断的地层边界模糊不清，它和绕射现象是一致的。图 4-42为一模型。图中标的数字1、1/2、1/4代表该砂体相应于Fresnel带直径的倍数。由该图下部的反射模型看出，每段反射都大于它的实际大小。这是因为尽管激发和接收点已经越出了该砂体的边界，但是，由于它的边部仍处在Fresnel带内，仍有反射进入检波器，并记录到它的信号。

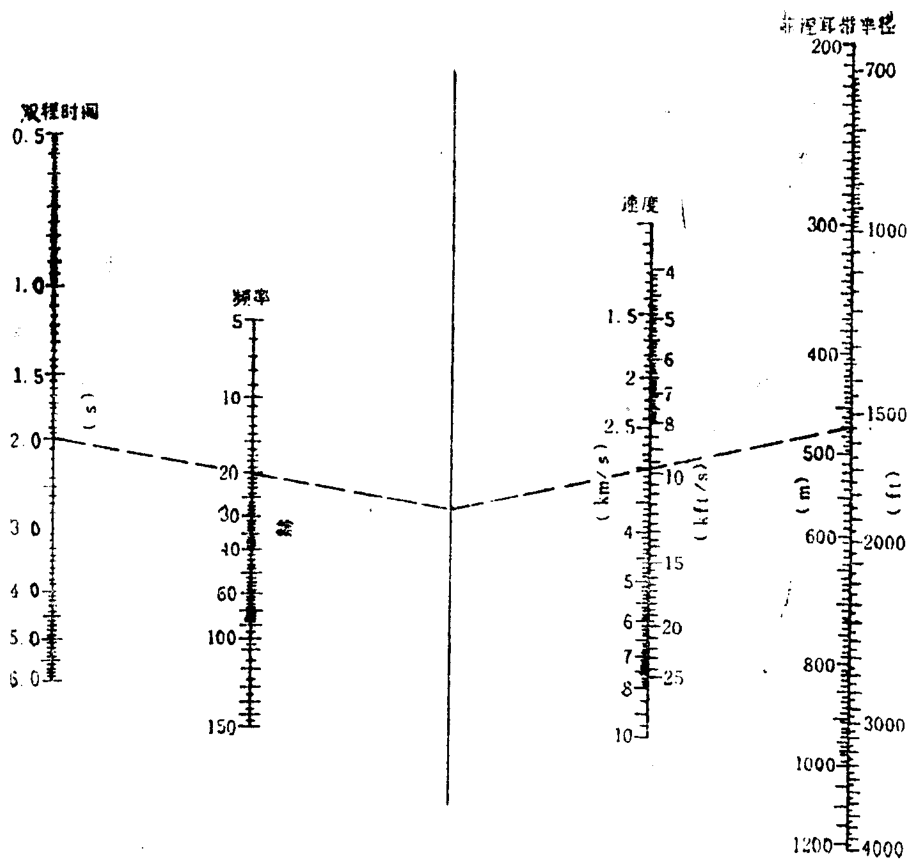


图4-40　确定第一Fresnel带半径的诺模图

（据Sheriff，1980）

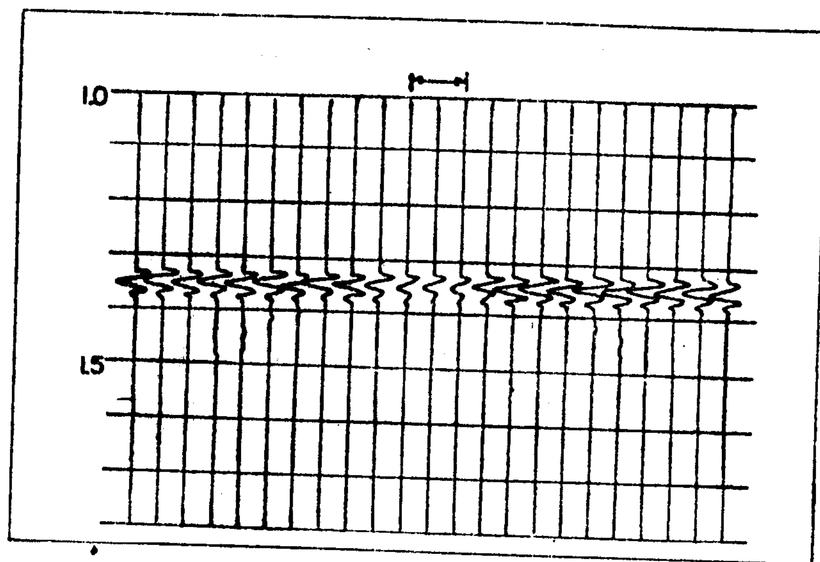


图4-41　从带有直径小于第一Fresnel带的小圆孔的水平界面上得到的反射

（据Sheriff，1977）

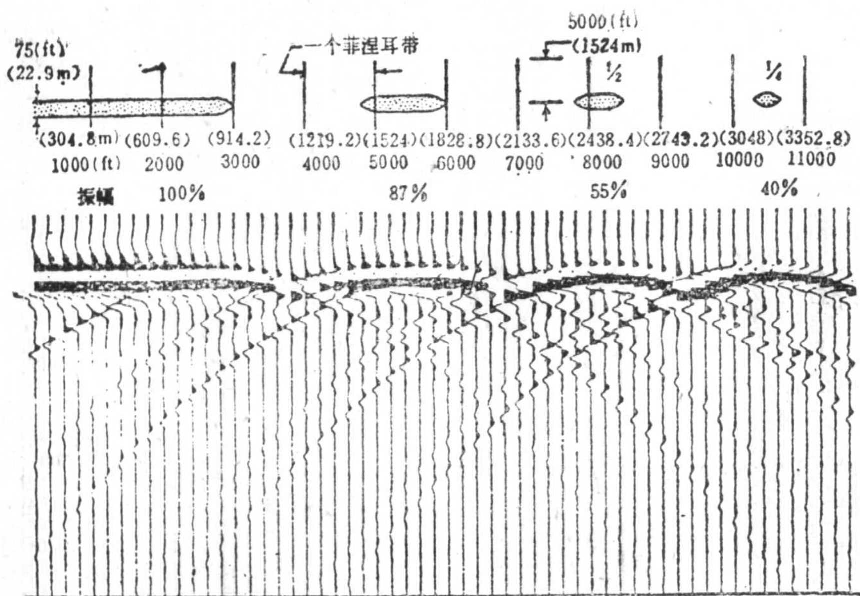


图4-42　处于Fresnel带内不同宽度砂体的反射

（据Meckel和Nath，1977）

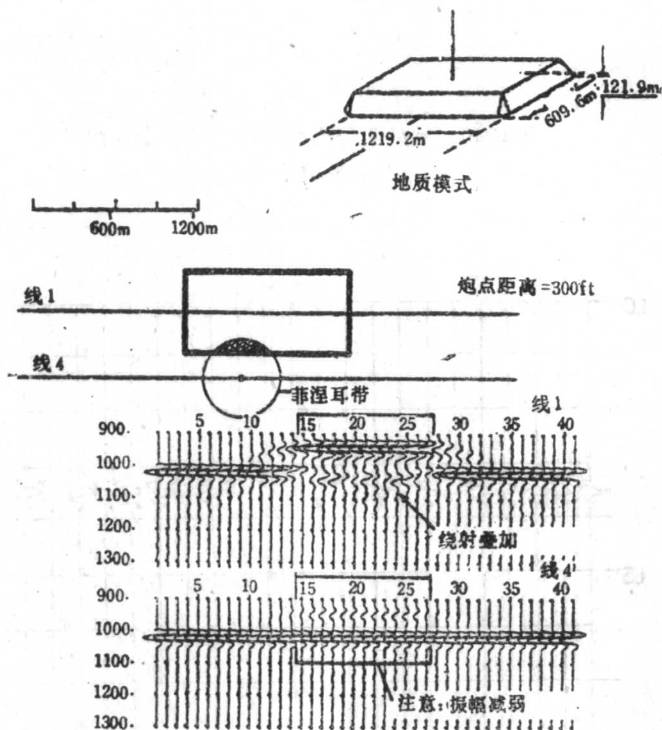


图4-43　Fresnel带在箱状礁块模型上的影响

（据Neidell，1979）

这种来自Fresnel带内的反射振幅和砂体边角的绕射是不同的，只是由于它们之间靠得太近，无法区分，因而显得十分隐蔽。

基于同样的原理，一些处于地震测线附近相距小于1/2 Fresnel带的地质体，虽然未被地震测线穿过，但仍可能在地震剖面中形成虚假的反射。图4-43为一箱状礁体的模型，图的中部表示它在平面上与两条测线位置的关系。测线1穿过礁体，测线4在礁体附近通过。由图的下部地震响应模型看出，测线4上仍然可以看到礁块顶面的反射，但它的振幅很弱。其振幅强弱与Fresnel带在礁块顶部所占比例成正比。同理，在测线4上，在礁旁通过段内的反射振幅由于礁顶部分走一部分能量而有降低。但其降低数量甚微，肉眼不易察觉。

还可以从另外的角度理解Fresnel带的形成。即震源发出的弹性波除沿法线射到反射界面并沿原途折回外，还以球面扩散方式到达反射界面。据惠更斯原理，界面上每个点都可看作是一个新震源，并向四周辐射反射波。它们将以垂直分量的方式影响检波器中接收的能量。此垂直分量的大小，反比于新震源距离原始震源的距离。如图4-44（*b*）所示。因此，当球面波到达反射界面后，产生反射的不是一个点，而是一个以r为半径的圆。按照垂直分量的原理，在圆心处获得的垂向反射能量最强，在半径r以外的地区，由于垂直分量很小可以忽略不计。见图4-45。设震源与反射界面的垂距为R（用双程时间t表示），设速度为V，地震主频为f，则根据几何原理和经验加权，Fresnel带的半径γ_f为

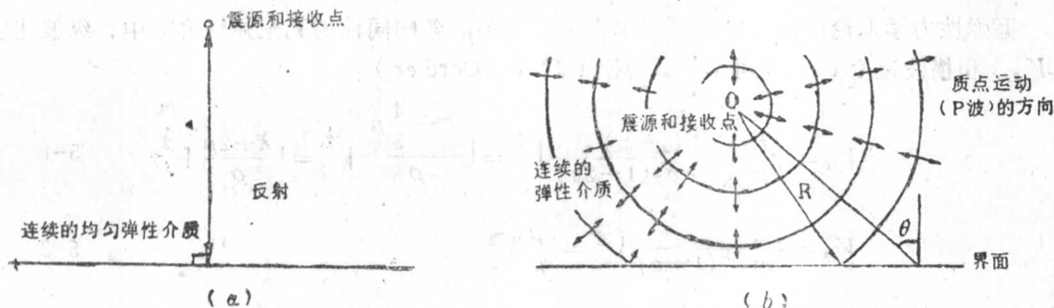


图4-44 反射模型

（*a*）射线理论模型 （*b*）波动理论模型（据Neidell，1979）

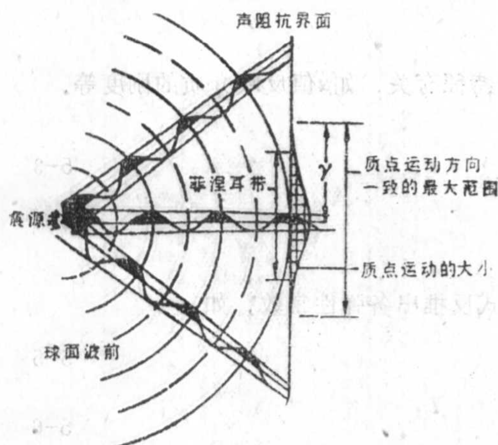


图4-45 球面波与平反射界面相遇时产生Fresnel带的概念图解

（据Neidell，1979）

$$\gamma_f \approx \frac{V}{4}\sqrt{\frac{t}{f}} \qquad 4\text{-}14$$

此式所求的γ_f值比上述Sheriff（1976）的诺模图求得值约小一倍。出现这种矛盾的原因在于系数1/4上存在意见分歧。Anstey（1980）认为应当是1/2而不是1/4。

对于偏移剖面来说，由于偏移过程中假设将检波器向下延拓，使之接近地质体，所以Fresnel带变小，因而水平分辨率有了提高。影响偏移剖面水平分辨率的主要因素是噪声和偏移过程中的空间采样率。

第五章　地震波传播速度分析

地震波传播速度分析是针对地震脉冲在地下岩层中的传播特性而进行的分析和计算。地震波传播速度一般是从正常时差推算出来的。然而利用振幅变化也可导出速度值。

一、地震波的传播速度及其影响因素

（一）地震波传播速度和弹性常数

据弹性力学理论的波动方程可以求得，在均匀的各向同性的完全弹性介质中，纵波速度（V_p）和横波速度（V_s）可由下式算出（J. P. Cordier）：

$$V_p = \left|\frac{E}{\rho}\frac{(1-v)}{(1+v)(1-2v)}\right|^{\frac{1}{2}} = \left|\frac{k+\frac{4}{3}\mu}{\rho}\right|^{\frac{1}{2}} = \left|\frac{\lambda+2\mu}{\rho}\right|^{\frac{1}{2}} \qquad 5\text{-}1$$

$$V_s = \left|\frac{E}{\rho}\frac{1}{2(1+v)}\right|^{\frac{1}{2}} = \left|\frac{\mu}{\rho}\right|^{\frac{1}{2}} \qquad 5\text{-}2$$

式中：　E—杨氏模量

μ—剪切模量

ρ—总体密度

v—泊松比

k—体积弹性模量

λ—拉梅常数

上述各常数都与应力作用下弹性介质的某种特征有关，如μ值反映介质的刚度等。

在液体中，μ等于零，因而：

$$V_p = |\lambda/\rho|^{\frac{1}{2}} \qquad 5\text{-}3$$

$$V_s = 0 \qquad 5\text{-}4$$

即液体中不能传播横（剪切）波。

在测得介质的V_p和V_s后，也可用5-1和5-2式反推出各弹性常数，如：

泊松比　$$v = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)} \qquad 5\text{-}5$$

剪切模量　$$\mu = \rho \cdot V_s^2 \qquad 5\text{-}6$$

弹性模量　$$k = \rho\left(V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2\right) \qquad 5\text{-}7$$

杨氏模量　$$E = 2\rho V_s^2 \cdot (1+v) \qquad 5\text{-}8$$

坚硬、固结良好的砂岩的泊松比为0.1—0.2；固结很差的粘土的泊松比则为0.4—0.5。

这种变化足以使V_p和V_s发生明显的改变，因此可以用速度参数反演地层的岩性组成。

另一方面，岩层充满油、水或气后，对V_s的影响不大，但降低了V_p值。利用V_p/V_s比值的降低，可以预测油气的存在。

（二）地震波传播速度的影响因素

地震波传播速度（以下简称速度）与许多因素有关（如岩性、孔隙度、孔隙流体类型、岩石的裂隙性、埋藏深度等）。图5-1简明地示出速度与各弹性常数间的关系。

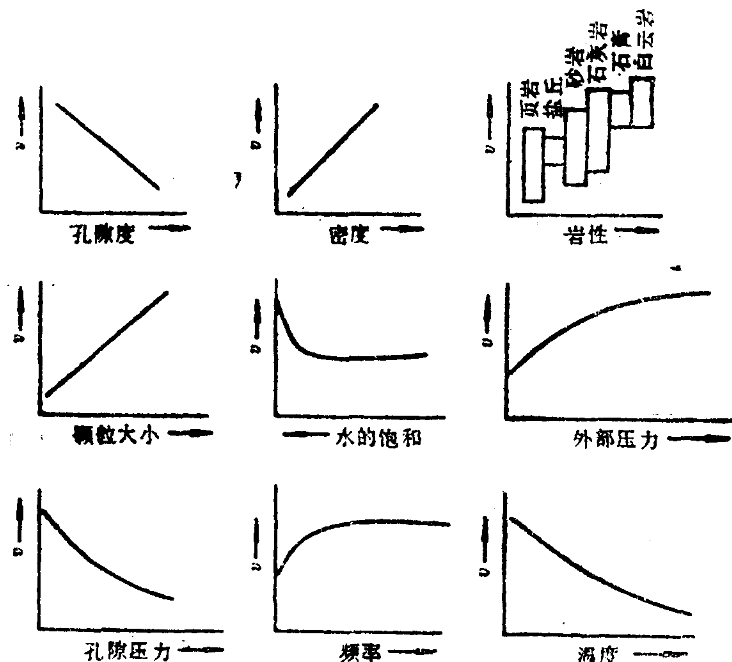


图5-1　速度与弹性参数的关系

（据Hilterman，1984）

1．岩性：不同类型的岩石，其造岩矿物、岩石组构、形成环境和孔隙结构等均不同，因此它们的速度也是不同的。表5-1是根据R．Meissner（1977），J．P．Cordier (1985)，M．B．Dobrin（1976）等人的资料综合编制的，它示出了不同类型岩石的纵波速度和部分横波速度。

从表5-1可看出如下几点：

①某一特定岩性的速度值变化范围很宽；②不同岩性的速度有较大范围的重迭；③介质组成成份越单纯，如淡水、油、岩盐等，其速度的变化范围越小；④纵、横波速度的变化规律并非一致。

因此，利用速度参数鉴别岩石类型将十分困难，但决非不可能。本章的后几节将讨论在某些特定条件下，求助于某些新技术、新方法，利用速度参数判别岩性的可能性。

2．岩石孔隙度及其中所含流体性质的影响：

公式5-1和5-2列出无孔隙介质的速度计算公式。Biot（1965）和Geerstma（1961）等，分别讨论过振动波在孔隙岩石中的传播速度，S．N．Domenico（1977）将它们的研究成果

表5-1　不同岩石介质的纵、横波速度

介　　质	纵波速度 m/s	横波速度 m/s	介　　质	纵波速度 m/s	横波速度 m/s
地表冲积物	500～2000		片麻岩	3100～5400	
200米深沉积岩	3000～3500		玄武岩	3000～6400	3200③
风化粘土	200～900		花岗岩	4000～5900	2100～3300
泥灰岩	1800～3800	288①	淡水5°C	1440	
散　砂	200～2000	500	15°C	1480	
石灰岩	1700～6400	3030②	25°C	1500	
疏松砂岩	1500～2500		35°C	1530	
致密砂岩	2000～6000		海水	1480～1530	
白云岩	3300～7600		冰	3200～4000	1600～1850
岩　盐	4200～5000		油	1300～1400	
硬石膏	4500～6000		甲烷气	400	
煤	2000～3400				

①德国巴伐利亚　②加拿大、阿尔伯塔　③德国

综合成下列表达式：

$$V_p=\left\{\left[\left(\frac{1}{c_b}+\frac{4}{3}\mu_b\right)+\frac{(\phi\rho_b/k_1\rho_f)+(1-\beta)(1-\beta-2\phi/k_1)}{(1-\phi-\beta)c_s+\phi c_f}\right]\frac{1}{\rho_b\left(1-\dfrac{\phi\rho_f}{k_1\rho_b}\right)}\right\}^{\frac{1}{2}} \qquad 5\text{-}9$$

$$V_s=\left[\frac{\mu_b}{\rho_b\left(1-\dfrac{\phi\rho_f}{k_1\rho_b}\right)}\right]^{\frac{1}{2}} \qquad 5\text{-}10$$

式中：　c_b——干燥岩石的压缩系数

c_s——骨架物质的压缩系数

c_f——孔隙流体的压缩系数

μ_b——干燥岩石的剪切模量

ϕ——岩石孔隙度

ρ_b、ρ_s、ρ_f——分别为岩石的总体密度、骨架物质密度和孔隙流体的密度。这里 $\rho_b=\phi\rho_f+(1-\phi)\rho_s$

k_1——岩石和孔隙流体间的耦合系数，它从1（不耦合）可变到无限大（充分耦合）。

5-9式的方括号中的第一项表示骨架物质的作用，第二项则反映孔隙流体对速度的影响。在实践中，可用5-9和5-10式区别不同类型的岩石。

（1）孔隙度的影响：Wyllie（1956）曾对孔隙度与速度的关系给出另一个简单公式：

$$1/V_p=\phi/V_f+(1-\phi)/V_s \qquad 5\text{-}11$$

式中：　V_f——孔隙流体的速度，以m/s为单位

V_s——骨架物质的速度，单位同上。

这就是时间——平均方程，现场测定和大量试验结果都证明，对大多数固结的沉积岩，特别是孔隙流体为水时，这个公式是适用的（Gregorv，1977）。

图5-2是使用5-11式计算的速度——孔隙度曲线，当石英试样的孔隙度从70%降到17%

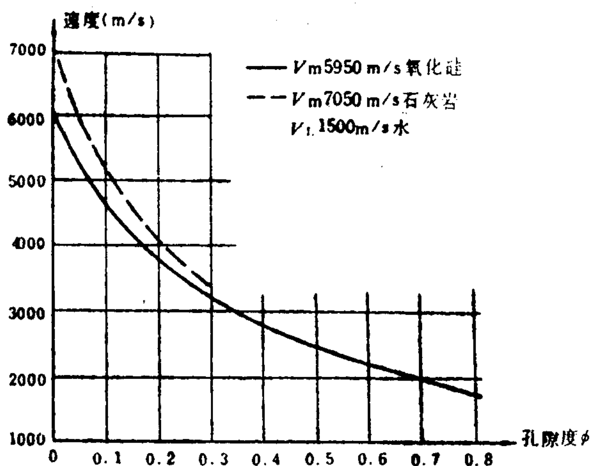


图5-2 速度-孔隙度曲线
(据时间平均方程)

孕，其速度降低50%。以此类推致密坚硬的岩石总是具有比较高的层速度。

(2) 孔隙内流体性质的影响：孔隙流体性质对速度的影响不是线性关系，而是一个复杂的函数。如果孔隙内是单相流体，那么所含流体的速度越高，整体速度也就越高。如果孔隙内有多相流体，其速度变化则比较复杂。现讨论如下两种情况：

A. 未固结或固结很差的岩石：这类岩石大都发育于地表附近，孔隙度较高。图5-3示出

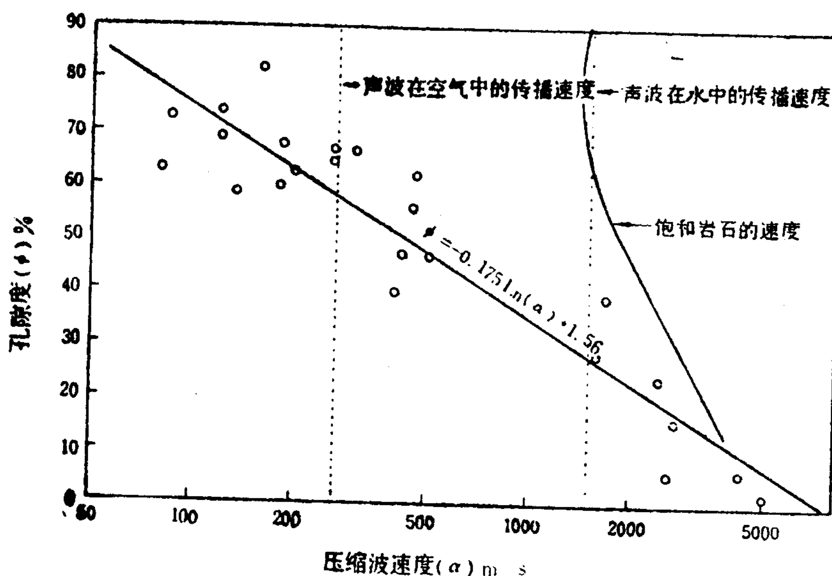


图5-3 未饱和岩石的速度-孔隙度关系
(据Walkin, 1972)

用折射波法在美国亚利桑那、新墨西哥和加利福尼亚3州不同地区地表附近的实测数据绘制的速度——孔隙度关系曲线。它们都是未饱和岩石，孔隙内含有气体、水两相流体。孔隙度小于0.2时，这类岩石的速度仅比饱和岩石的速度稍低一些（图5-3）；当孔隙度大于0.2后（表层岩石大多位于此段内），岩石的速度会大大低于饱和岩石，甚至可以低于声波在空气中的传播速度。Demenico（1977）等人曾对岩石的这种速度变化作过详细而系统的研究，因此有人把这种现象称为“Demenico效应”。

图5-4和5-5是5-9式计算出的速度与岩石含水饱和度关系曲线。图5-4是在水-气系统下试验的；图5-5是在油-水系统下计算的。

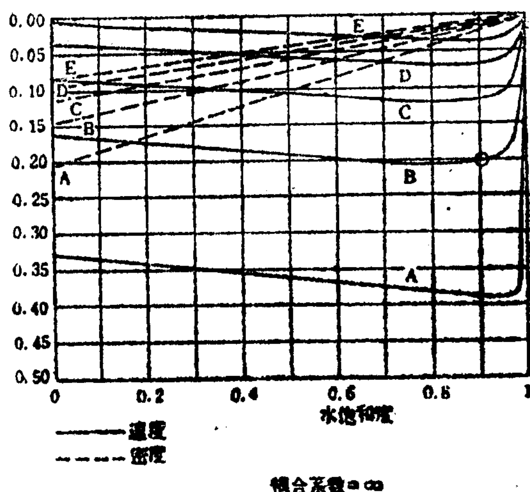


图5-4 气层的Biot-Geerstma方程图解
纵坐标是相对水饱和岩石速度的降低率
(据J. P. Cordier, 1985)

图中A到E 5 条曲线分别代表5个不同深度的岩石(从100到4000m)。以B为例，它的孔隙度是33%，埋深约1300m；此时岩石的速度(水饱和)为2500m/s。当含水饱和度降低10%时，速度便会更低。如果这部分空间由油来占据，那么速度将降低3%(图5-5)。如果是另一种相态的气，那么速度降低可达20%；如果含水饱和度降低到20%，其余的80%是油，则速度降低12%；如用气来替换，其降速为17.5%(图5-4)。由此看出，速度对岩层含油气数量的变化是比较灵敏的。值得注意的是：速度降低与含油饱和度有较简单的正比关系；而与含气饱和度的关系则比较复杂。如上例所示，虽然含气饱和程度从10%增加到80%，速度却回升2.5%。参见图5-4中其它4条曲线，它们的速度最低值都在含气饱和度5—10%之内。因此，可以得到结论：岩层部分含气可产生与全部含气相当，甚至更大的降速效应，这就是所谓的Domenico效应*。

B. 固结很好的岩石：这种岩石大多埋藏较深，孔隙度较小。孔隙流体对速度虽仍有一定的影响，但已远不如孔隙度较大的浅层岩石。从图5-4和5-5中的E及D可看出，当含水饱和度从100%降到90%，再降到20%时，速度的降低分别为1.8%、2.6%(油)和4%、3%(气)，见图5-4。这种降速的幅度是很小的。它说明孔隙度较小的坚硬岩石中，孔隙流体的类型和组成成分对整体速度的影响较小。从图5-4和5-5的理论计算得知无论地层中含的是气还是油，其速度变化大多不超过5%。

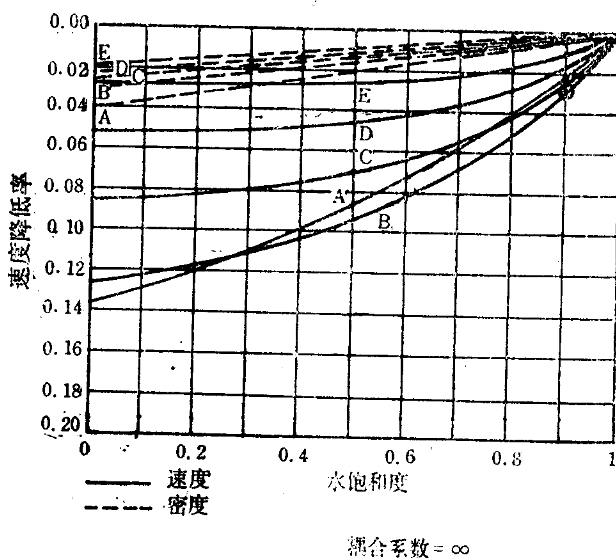


图5-5 油层的Biot-Geerstma方程图解
纵坐标是相对水饱和岩石速度的降低率
(据J. P. Cordier, 1985)

图5-4和5-5中的虚线是密度随含水饱和度的变化。它的变化规律很简单，基本上是随含水饱和度的降低而线性递减。

*N. S. Neidell—1987年CCOP地震地层学研讨会上的发言(个人通信)

3．埋藏深度、地质年代的影响：地层的埋藏深度越大，成岩固结作用越强，孔隙度越小，其速度也就越高。同样，地层的地质年代越长，速度也越高。

4．围压和差异压力的影响：围压是上覆岩层的重量荷载产生的压力，它正比于地层的埋深和密度。差异压力则为围压与孔隙内流体压力之差值。

围压的作用主要是使地层的固结程度增加，孔隙度减少，从而速度也增加。图5-6示出

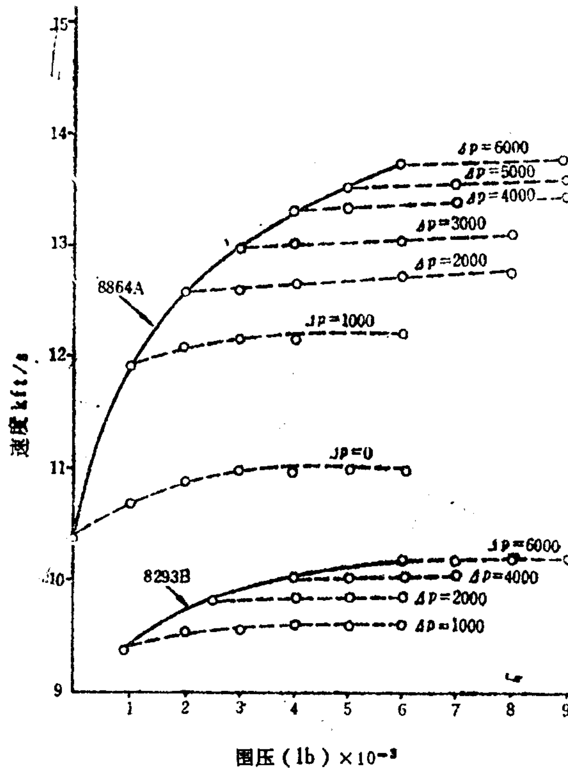


图5-6　差异压力（ΔP）对两个砂岩试样速度的影响

ΔP=围压－孔隙压力(1lB=0.07031kg/cm²)

8864A号样孔隙度为17.6%　　　8293B号样孔隙度为29%

（据Hick and Berry，1956）

当地层围压从70kg/cm²增加到420kg/cm²时，岩样的速度从3658m/s增加4267m/s；另一个则从2835m/s增加到3079m/s。

从图5-6还可看出，围压相同时，地层速度随差异压力ΔP的增加而升高。如8864A号岩样在围压420kg/cm²时，孔隙压力从420kg/cm²降到0，其差异压力从0增加到420kg/cm²，岩样速度则从3322m/s升高到4267m/s。另一块岩样也有同样的表现，只是速度升高的幅度不同。它们均说明地层的差异压力大小与速度成正比关系，从而解释了欠压实带（$\Delta P=0$）通常具有低速异常的原因。

5．构造运动的影响：构造运动常使地层产生许多微裂缝，它们使岩石的速度大大降低。因此，距构造带越近，地应力造成的微裂隙越发育，速度也就越低。

但是，我们研究了某些新构造发育区的沉积盆地，发现地层速度有随距构造带距离的减小而增大的趋势。图5-7是酒西盆地九口钻井的平均速度——t_0曲线。从曲线的总体特征看，速度大小的顺序是QC1井、DC2井、L_1井、D_5井、QB1井、602井、QB2井、XT1井和D21井，正好与各井距离北祁连北缘逆冲断裂带的远近相反，最近的QC1井，平均速度也最高。表5-2列

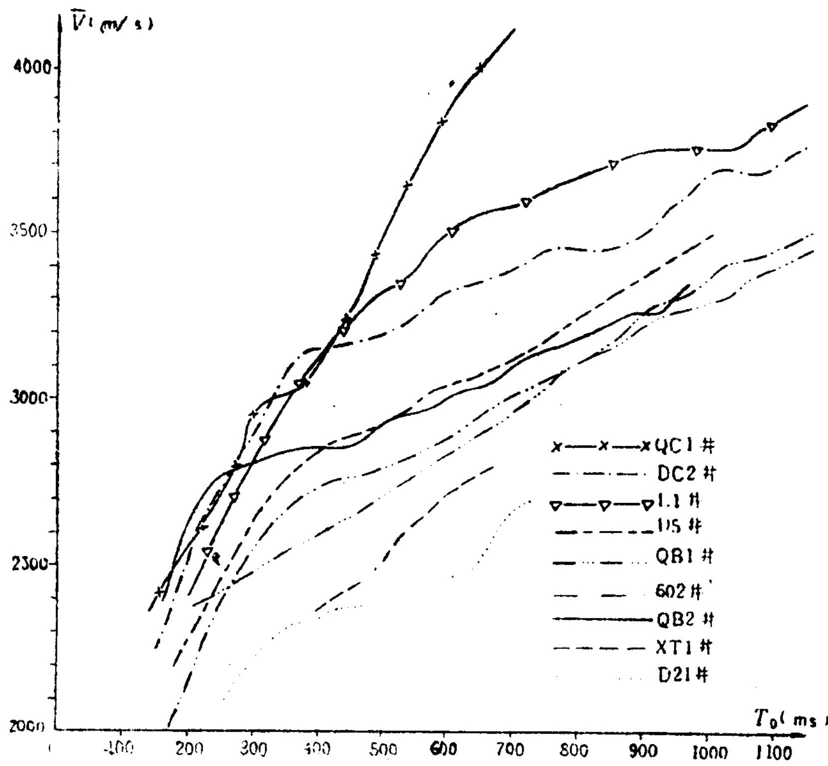


图5-7　酒西盆地9口井地震测井的平均速度—T_0曲线

表5-2　速度与构造部位的关系

井　名	与断裂带距离(km)	平均速度 m/s	
		T_0= 1300ms	T_0=900ms
QC1井	0	4000	3300
DC2井	3.0	3350	3160
L1井	3.0	3550	3240
D5井	5.0	3070	2880
QB1井	8.4	2930	2850
602井	8.5	3025	2770
QB2井	11.0	2850	2640
XT1井	13.0	2750	2440
D21井	14.0	2550	2375

出这几口井在T_0=0.9s和1.3s时的平均速度，其规律似乎与Gardner等人的研究相反。这说明在新构造带上，虽然裂隙较发育，但地应力的挤压作用造成围压升高，地层紧固，结果速度不是没降低，反而升高了。

（三）速度资料的主要来源

石油勘探中的速度资料主要有三个来源：声波时差测井、地震测井和地震资料的速度分析。此外，还可根据福斯特（Faust，1953）第二定律从电阻率测井曲线求取层速度，即：

$$V=D(ZR)^{1/6} \qquad 5\text{-}12$$

式中：　D——经验常数

Z——深度（m）

R——地层视电阻率（ohm m）

此外，还可从密度测井资料计算层速度（Gardner，1974）。

1．声波时差测井：这是一种井下地球物理方法。它是在井中由一个或两个发射器发射超声波脉冲，用具有一定间距的两个或多个检波器接收脉冲的到达时间，并以此计算速度。

2．地震测井：它是一种地面激发，用井中检波器接收的方法（见图5-8）。广义地说，它可分为3种：①传统的地震速度测井，俗称地震测井，它在井中利用初至波的到达时间求取平均速度；②垂直地震剖面是近年来才发展起来的一种地震测井技术，可将它看作是地震速度测井的扩展；③微地震测井：主要利用炮井或浅井的直达波观测求取低速带资料。

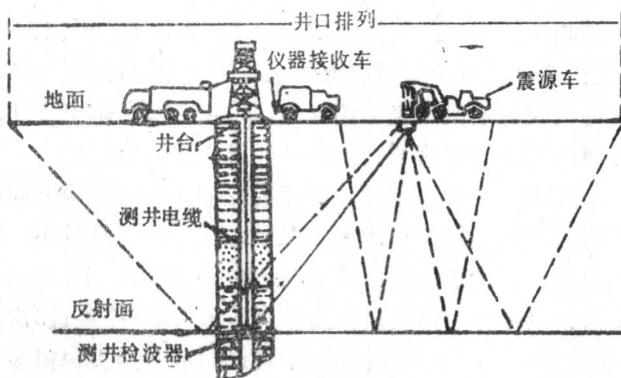
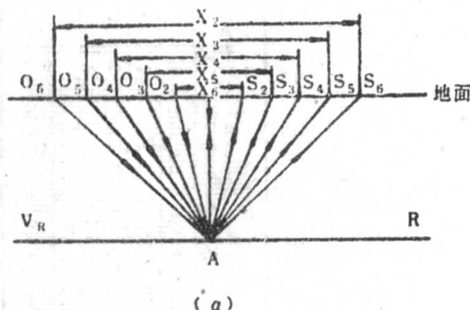
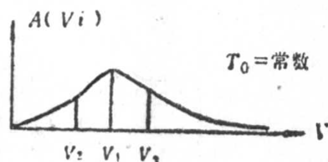


图5-8　地震测井示意图

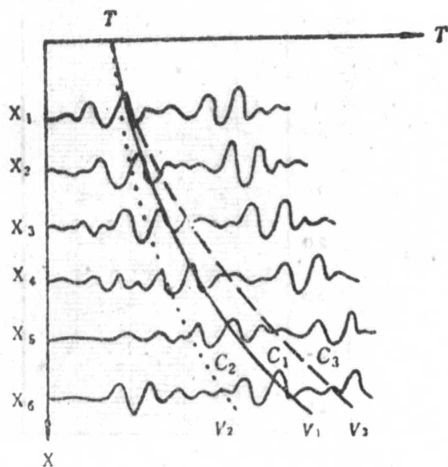
3．速度谱：在多次覆盖技术中，对反射层上的一个反射点A，不同炮间距（x_i）的各地震



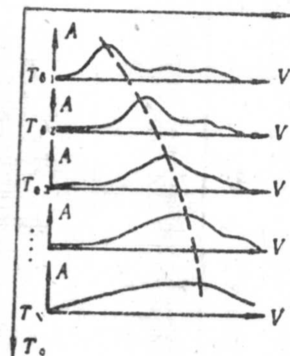
（a）



（c）



（b）



（d）

图5-9　迭加速度谱的原理图

（a）多次迭加时，反射面与多个炮检点的关系　（b）6个共炮点道及正常时距曲线（V_1）

（c）按V_1进行动校正，迭加效果最佳　（d）不同深度的迭加振幅峰值连线，代表垂向的速度分布

道的地震波旅行距离是不同的（图5-9(a)），旅行时间也不同（图5-9(b)）。按共反射点原理有：

$$t_i^2 = t_0^2 + x_i^2 / V_{mcs}^2 \quad 5\text{-}13$$

式中：　　V_{mcs}——最大相关迭加速度，俗称迭加速度。

这说明共反射点各道的旅行时间随x的增大而增加。为了使迭加获得最佳效果，必须进行正常时差校正，以便使各道同相迭加，在校正时，如果选择的V_{mcs}值合适，经动校正后反射同相轴相位一致，则迭加后波峰的振幅达到最大值。若所选V_{mcs}值不合适，不论是大于或是小于实际值，均将使反射波同相轴相位不一致。因而迭加后的振幅值较小（图5-9(c)）。将校正前各深度上所选的速度值及试算所求得振幅或能量给出一系列谱线(每条谱线代表一个深度范围)，再把各谱线中的极大值连接起来（图5-9(d)），就可看出不同深度处的迭加速度。这样一种利用迭加能量判断迭加速度的图谱，就叫做迭加速度谱。

共反射点迭加要求界面水平层状。当界面倾斜时，不同炮检距的反射点将向下倾方向偏移，此时如仍用5-13式计算速度谱，则将会产生误差（见本章第三节）。它的计算量小，对多次波等干扰波反映灵敏，易于分辨。但它的谱线不集中，采样误差较大。O. E. Naess（1981）曾提出用迭代迭加法计算速度谱，以弥补上述缺陷。图5-10（b）是一个经过5次迭代迭加后的速度谱，可看出它比常规迭加计算的同一个速度谱(图5-10(a))的谱线尖锐得多，

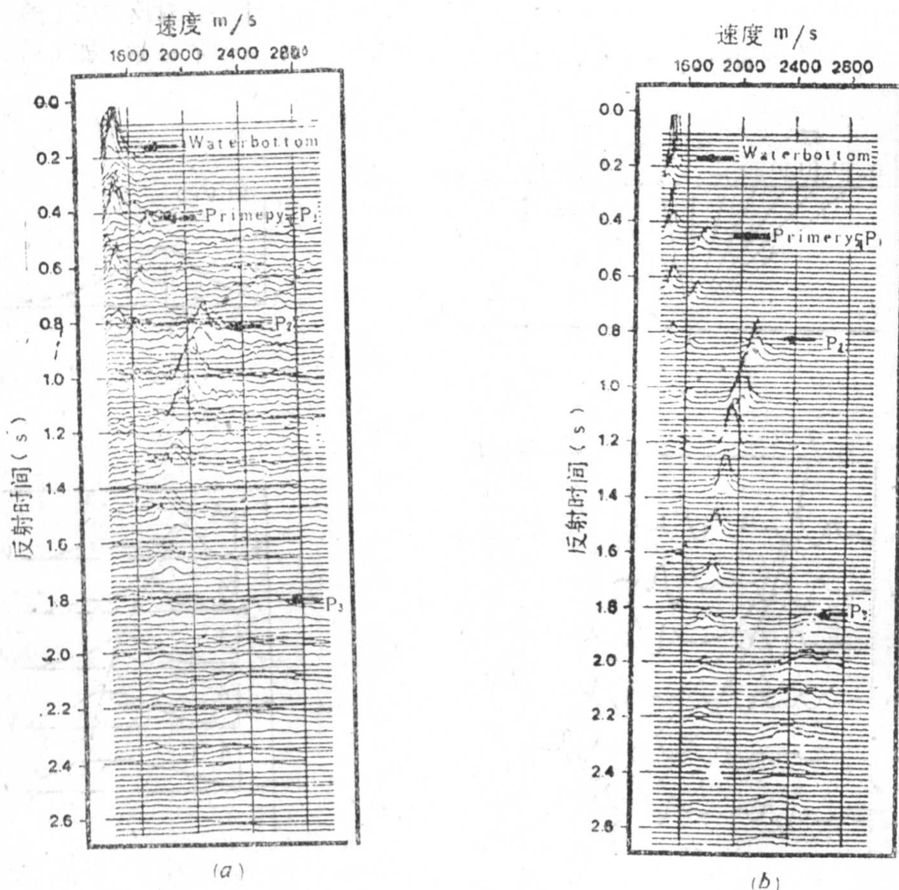


图5-10　速度谱图

（a）常规迭加　（b）五次迭代迭加

（据Naess，1989）

分辨力和信噪比也有明显提高。

二、常用的速度概念及其提取方法

（一）几种常用速度的概念与术语

在地震勘探中，广泛地使用各种速度概念，据F. Hilterman（1980）统计，有关速度的术语不下20—30个。这里仅引用R. E. Sheriff（1973）和P.Hubral（1980），J. P. Cordier（1985）等人对几个常见的速度概念的定义。

1．平均速度（Average Velocity）：地震波旅行的距离除以所需的时间（T）。

$$V_{av}=2H/T \qquad 5\text{-}14$$

式中：　V_{av}——平均速度m/s

T——声波双程旅行时间s

2．层速度：在一定深度的层段上所测得的地震波速度。

$$V_{int}=2(H_b-H_t)/(T_b-T_t) \qquad 5\text{-}15$$

式中：　V_{int}——层速度m/s

b、t——表示层段底、顶参数的脚标

3．迭加速度：从正常时差测定得到的速度，通常是在共深度点迭加中最大能量的速度。因此又叫最大相关迭加速度。

4．均方根速度：根据同相轴正常时差计算求得的速度。假设有一系列速度为V_i的地层，若地震波垂直穿过各层的时间为t_i，那么它们的均方根速度（V_{rms}）可由下式给出：

$$V_{rms}=\left[\Sigma V_i^2 t_i/\Sigma t_i\right]^{\frac{1}{2}} \qquad 5\text{-}16$$

当地层水平时，它与迭加速度（V_{mcs}）相等。

5．瞬时速度：射线上瞬时传播速度。由于在实践中无法了解地震波能量的传播方向，通常使用一个小间隔上的平均速度来近似地代替它。

6．正常时差速度：它是在CDP迭加中，沿着法线方向入射射线（即零炮检距）由正常时差分析而提取的速度。它与炮检距趋于零时的迭加速度很接近，又比水平层状介质的均方根速度的限制少，适用于各种界面形态的层状介质中。

Shah（1973）用下式定义它：

$$\frac{d(tx^2)}{d(x^2)}=\frac{1}{V_{nmo}} \qquad 5\text{-}17$$

式中：　V_{nmo}——正常时差速度。

用射线追踪法导出的正常时差速度计算公式为：

$$V_{nmo}=\frac{1}{t_0\cos^2\beta_0}\sum_{i=1}^{n}\prod_{k=0}^{i-1}\frac{\cos^2\alpha_k}{\cos^2\beta_k}V_i{}^2\Delta t \qquad 5\text{-}18$$

式中：　t_0——炮检距$x=0$时的双程旅行时

Δt_i——第i层的双程旅行时

β_0——初始入射角

α_k、β_k——第k个界面的入射界和透射角

V_i——第i层的层速度

以上是几个常用的速度概念，不同的人还常给予它们不同的命名，如等效速度，偏移速

度等，在此从略。

（二）速度参数的提取方法

下面讨论石油勘探中，各种速度参数的提取方法。

1．迭加速度和均方根速度：这两种速度多来自速度谱资料。不同计算机系统处理出的速度谱虽有所不同，但内容大致相同。主体都是迭加速度-反射时间坐标中的迭加能量谱，一侧是t_0值及其能量极值速度等数据，另一侧为CDP道集、能量极值直方图或曲线等。能量谱中能量相对比较集中的部位称为能量团，它通常代表了某个地震反射同相轴。

解释速度谱主要有以下几步：

(1) 准备阶段：主要是了解工区的地质和地球物理基本情况以及资料质量。这里包括地层划分情况、地层单元岩性的物性和反射特征、速度资料的能量和质量等。

(2) 挑选速度谱：根据研究精度和资料状况对速度谱作某些筛选。应挑选那些谱线集中、能量团突出的速度谱，而且它们在工区内的分布要有一定的均匀性。

(3) 绘制迭加速度——反射时间曲线：实际上是对速度谱作预处理。将那些明显偏离正常速度变化趋势的能量团剔除，如图5-11中的一次波取值范围线。

(4) 拾取有效波能量团：首先要排除各种干扰波——主要是多次波和绕射波。多次波通常表现为低速异常，绕射波则多为高速异常（见图5-11）。此外，地震时间剖面上的有效反

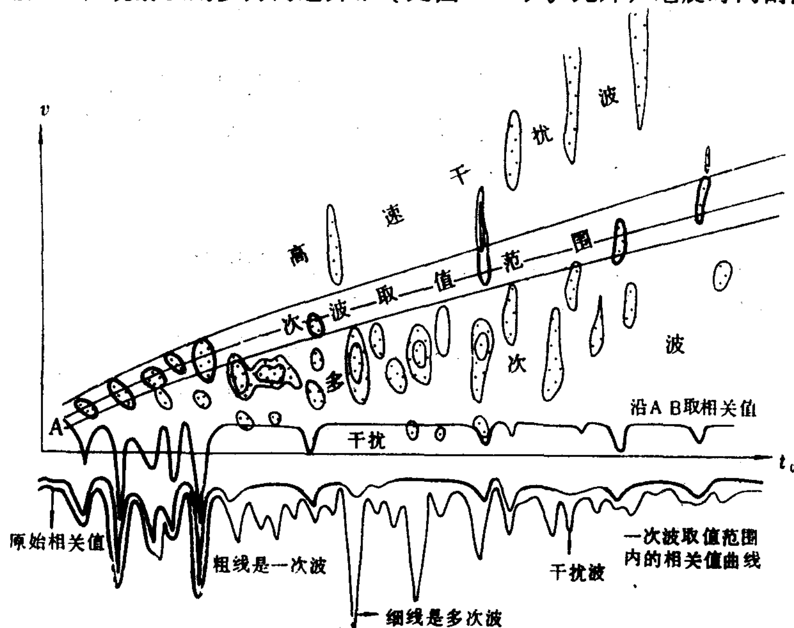


图5-11 速度谱的解释

射波时间也可帮助鉴别能量团。如果一个能量团是一次波的，那么时间剖面的相应位置上应显示一个具一定强度的反射。反之，准确地解释了地震剖面后，也可用各反射层的t_0值来大致推断一次波能量团的位置。这时便可在排除干扰波能量团后确定有效波的迭加速度。这一步骤通常要反复多次，一方面要反复比较时间剖面和速度谱，确定能量团的大致时间；另一方面则要结合地震剖面和地质背景，分析t_0值，哪个能量极值是一次波的反映，简单地拾取第一极值点常会造成解释的失误。

(5) 速度的平面合理性：每个谱点的速度都与相邻的谱点有一定的联系。因此，每个速度谱的解释结果在整个速度场中应具有其合理性。这一种判断主要来自地质分析，包括各谱点速度变化是否合理，界面位置是否正确等。如在凸起顶部，速度应比四周等 t_0 处略高，界面反射时间则相对小一些等。

在作完以上几步后，可得到若干迭加速度数据，用地震剖面上的反射倾角数据对它们进行倾角校正，便可得到均方根速度。

常用的倾角校正公式是：

$$V_{rms}=V_{mcs}\cdot\cos\phi \qquad 5\text{-}19$$

式中： ϕ——地层倾角

2. 层速度和平均速度的计算：层速度是某一特定层位的平均速度。因此层速度的计算方法同样适用于平均速度，只需改变界面的位置。

层速度的计算方法很多，除前面提到的Biot Geertsma 公式外，还有Gassmann—White（1956）公式以及前面提过的Wyllie（1956）公式等。这里主要介绍以常用的Dix（1955）公式为基础的几种方法。

(1) DIX公式法：利用DIX公式可以从均方根速度得到层速度。

$$V_{int,n}=\left(\frac{V_{rms,b}^2\cdot t_{0,b}-V_{rms,a}^2\cdot t_{0,a}}{t_{0,b}-t_{0,a}}\right)^{\frac{1}{2}} \qquad 5\text{-}20$$

式中： n——第n层单元

b、a——分别指示地层底面和顶面，其它同前。

看来在得到有关参数后，利用5-20式求取层速度是很容易的。但实际上 V_{rms} 值并不是容易得到的，主要问题来自从迭加速度到均方根速度的换算。当地层倾角较大，特别是非平行倾斜时，利用5-19式求出的均方根速度仅是一种近似值，其误差随层数的增加而增大。再加上迭加速度本身的误差，那么所求得层速度误差将会更大。虽然如此，利用5-19和5-20式计算层速度，当地层平缓或平行倾斜时，仍不失为一种简便可行的方法。

(2) 模型迭代法：这是一种近年来才开始推广的方法，它不仅适于二维速度分析，也可用于三维速度分析。它主要由如下几步组成：

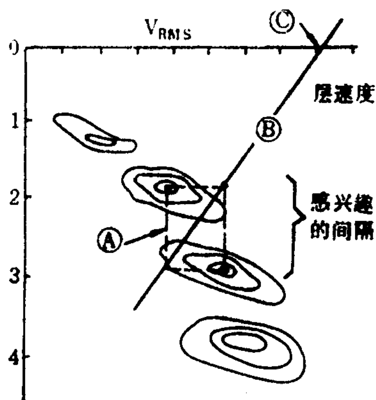


图5-12 层速度快速检查法

（据W.S.Bauer的资料估计层速度的步骤）

Ⓐ画出长方形框 Ⓑ画出与用于检测速度的对角线相反的对角线 Ⓒ对角线在时间等于零的轴上的截距为层速度

A：建立一个二维（或三维）理论地层模型；B：用DIX公式计算层速度初值；C：用层速度初值计算理论模型深度界面的正常时差曲线；D：将上述正常时差曲线与野外记录的正常时差曲线进行对比；E：如两条曲线不一致，并且误差超过临界值时，重复A—D步；F：当两种时差曲线一致或误差小于临界值时，记录下该层的层速度，再算下一层。

这种方法是一种递推算法，要求从地面开始向下计算，而界面形态则是任意的，可准确地计算出任意倾斜形式界面的层速度。它的计算工作量很大，需用人机联作的方法来完成。

(3) 层速度快速检查法：图5-12示出这种方法的使用步骤。它简便实用，精度也较高。

只要求速度谱的纵横坐标（V_{mcs}和t_0轴）均为线性坐标，否则需要另配图版。

这种方法十分简便，只需一把直尺即可进行，现场解释时可使用这种方法。

(4) 正常时差速度的二维算子法：前面所讨论的方法大多要求界面呈线性，P. Hubral（1980）提出了一种可计算弯曲界面层速度的方法。它从正常时差速度出发，利用射线追踪法计算层速度。其计算方法可参见有关文献。在此，仅以一个理论模型的速度计算说明它比常规方法的优越性。图5-13是理论模型的速度等值线图；图5-14是用DIX公式算出的层速度

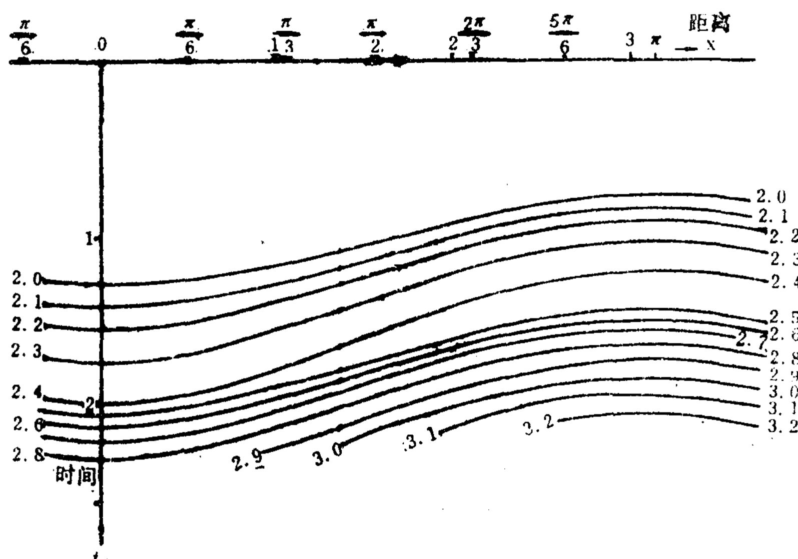


图5-13 速度的等值线图（km/s）
（据Hubral，1980）

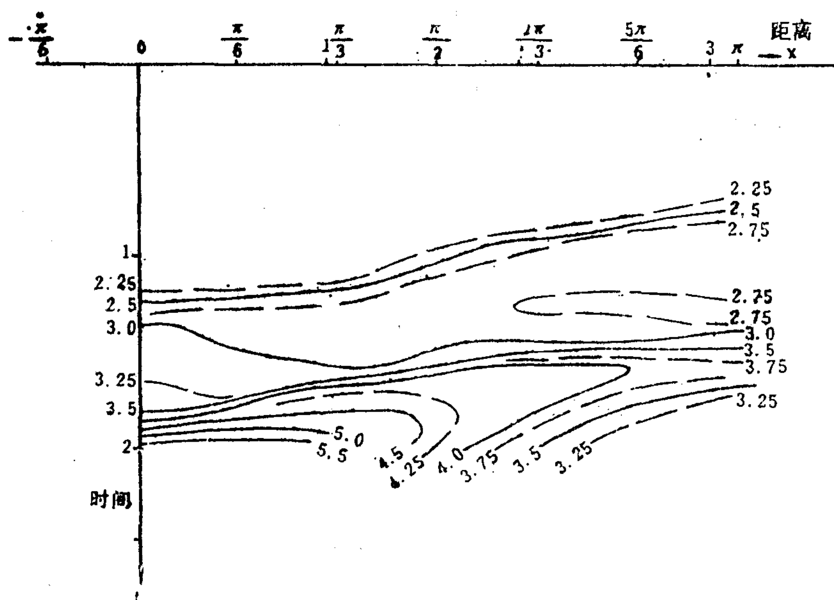


图5-14 速度等值线图（km/s）
（据P. Hubral，1980）

等值线；它虽有模型速度界面的基本形态，但数值相差甚远；图5-15是用二维算子法递推算出的层速度剖面，与理论模型相比，它不仅形态一致，速度数值也很接近。

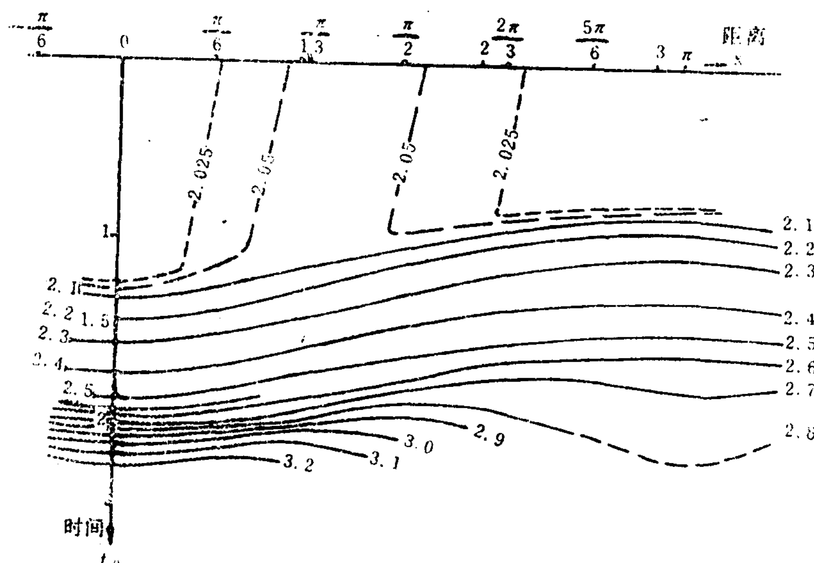


图5-15 用二维算子法计算的速度等值线图（km/s）

（据P. Hubral，1980）

在得到各层的层速度后，便可用下式求得平均速度。

$$V_{av}=\frac{\Sigma V_{int,i}\cdot t_i}{\Sigma t_i} \qquad 5\text{-}21$$

3．瞬时速度的计算：层速度分析不能解决薄层问题，瞬时速度则可求得很小间隔（厚度）上的层速度，从而可以研究薄层。

求取瞬时速度可用均方根速度计算公式：

$$V_{rms}(t_0)=\left(\frac{1}{t_0}\int_0^{t_0}V_{inst}(t_0)\,dt_0\right)^{\frac{1}{2}}$$

对t_0求导得：

$$V_{inst}(t_0)=\left[V_{rms}(t_0)+2t_0V_{rms}(t_0)\cdot\frac{dV_{rms}(t_0)}{dt_0}\right]^{\frac{1}{2}} \qquad 5\text{-}22$$

式中：　$V_{inst}(t_0)$——t_0函数的瞬时速度

　　　$V_{rms}(t_0)$——t_0函数的均方根速度

用5-22式计算瞬时速度的关键问题是如何求得均方根速度函数，大多数人认为它是一个超越函数。如：

$$V_{rms}(t_0)=V_0\left[e^{kt_0}-1/kt_0\right]^{\frac{1}{2}} \qquad 5\text{-}23$$

它很难用初等函数求解，即使用近似解法也很复杂。对此，目前多采用如下三种方法：

①简化$V_{rms}(t_0)$函数：用一个初等函数来逼近$V_{rms}(t_0)$，然后将它代入5-22式计算瞬时速度。

②将5-22式化简成离散形式：如渤海石油公司用下式计算瞬时速度：

$$V_{inst,t_0}=\left[V_{rms,t_0}^2+2t_0V_{rms,t_0}\frac{V_{rms,t_0+\Delta t}-V_{rms,t_0}}{\Delta t}\right]^{\frac{1}{2}} \qquad 5-24$$

式中： V_{inst,t_0}——t_0附近某一时窗内的瞬时平均速度；

V_{rms,t_0}、$V_{rms,t_0+\Delta t}$——t_0附近Δt时窗起点时刻和终点时刻的均方根速度。

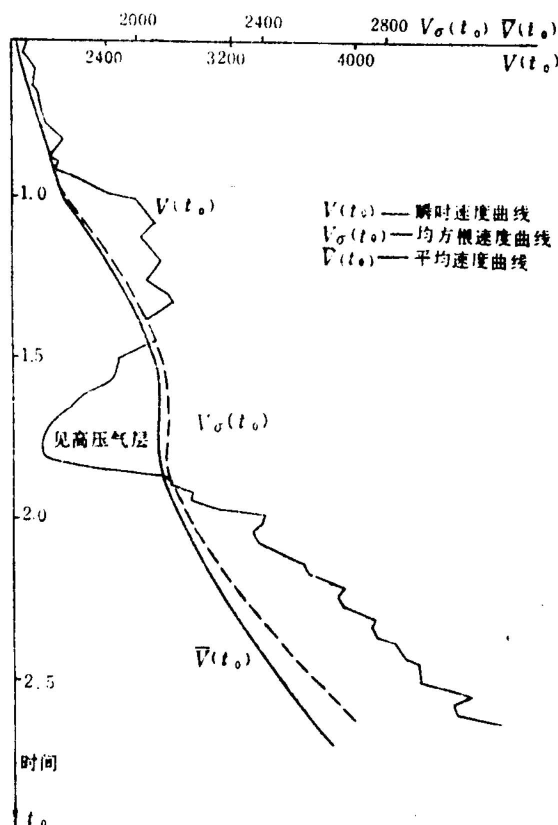


图5-16 井旁速度谱及其瞬时速度曲线

图5-16是用5-24式计算的瞬时速度的实例，在油气层部位瞬时速度曲线有明显的降低，另外两条速度曲线则基本上没有显示。

③简化计算公式：简化5-24式用一个较为简单的函数代替它。如雪佛龙（CHEVRON）石油公司用的逐层拟合模型法。基本原理是建立一个速度模型，由此导出一种瞬时速度的计算公式。他们设每一速度层内的瞬时速度都是时间的线性函数，并用一个线性函数来计算瞬时速度。然后把理论计算值与实际速度作迭代，当两者之间的误差达到最小值时，所得的最佳参数就是所求的解。

这种方法有很多优点，它在不失瞬时速度特性的前提下，尽量简化计算公式。雪佛龙公司在我国南海盆地所用的公式为：

$$V_{inst}=V_0+K_0T_{R0}+K_1T_{R1} \qquad 5-25$$

式中： V_0——R_0层处的速度值；

K_1——相对于R_1层的速度增长系数（1/s）；

K_0——相对于R_0层的速度增长系数（1/s）；

T_{R0}、T_{R1}——R_0层、R_1层的反射时间值。

以上概述了几种常见的速度计算方法，近年来，新方法还在不断涌现。如利用τ——p转换直接从地震记录中确定层速度（P. S. Schultz，1982），它对大入（反）射角地震反射界面的层速度分析有显著的效果。

三、速度研究的误差分析

同其它学科计算一样，速度计算的误差分析是必不可少的。对此缺乏足够的认识，就不能正确处理实践中的某些具体问题。

（一）地层倾斜对均方根速度的影响

影响均方根速度的因素很多，如激发、采集和处理等。因此，在速度研究中，应要求上

述每个环节都保证其质量。这样，在解释中仅将倾角看成是均方根速度误差的主要来源。

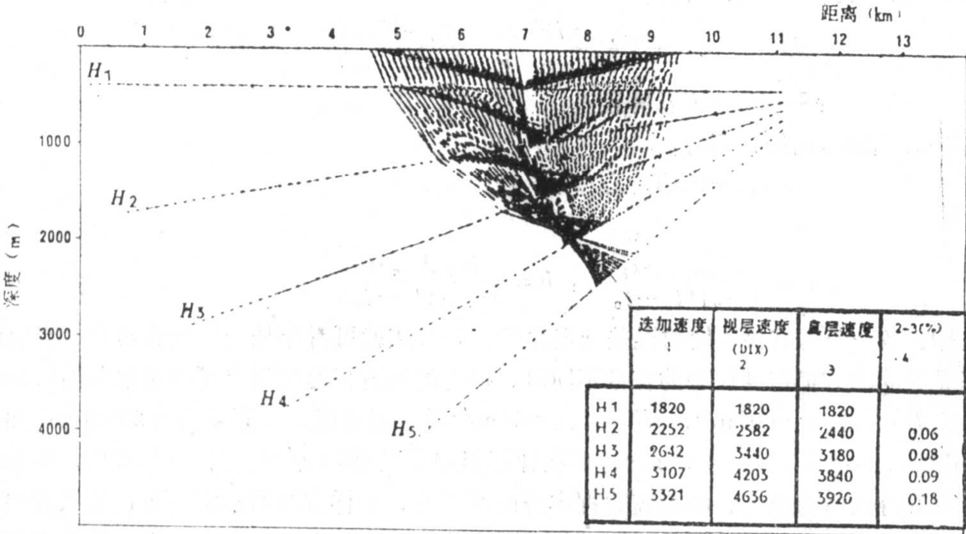
Cordier（1985）对此作了模型研究，他把地层分为两种类型：

1．平行层：在这种情况下，用乘倾角余弦的方法可得到地震反射均方根速度的一级近似。

2．非平行层：这时情况变得较复杂，使用模型研究可以明显地看出误差的形态。

图5-17是一个扇形的地层模型（虚线），其中实线是各界面的射线轨迹。右下侧的表中列出模型中7号共中心点的两种层速度值用5-19式和5-20式计算的层速度和实际层速度数据，以及两者之间的相对误差。结果是理论计算值比实际速度高6—8％。

图5-18示出图5-13和图5-14（理论计算）层速度和实际模型层速度间的误差分布。从中可看出，计算出的速度普遍偏大，绝对误差可达1250m/s，相对误差达41.7％。



	迭加速度 1	视层速度 (DIX) 2	真层速度 3	2-3(%) 4
H 1	1820	1820	1820	
H 2	2252	2582	2440	0.06
H 3	2642	3440	3180	0.08
H 4	3107	4203	3840	0.09
H 5	3321	4636	3920	0.18

图5-17　扇形单斜模型的射线轨迹及层速度计算

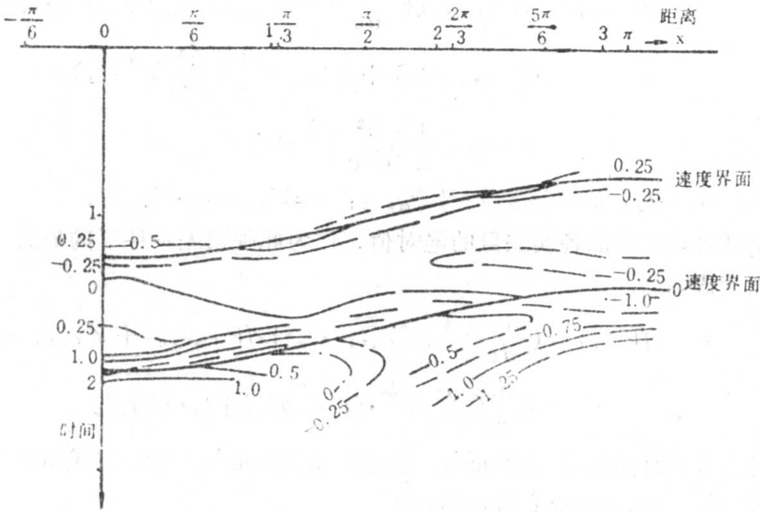


图5-18　层速度与实际模型层速度间的误差分布

从前面两个模型的研究看出：A：用简单的计算校正方法得到的层速度通常有一定的误差。B：误差的大小与地层界面的埋深成正比。C：界面形态越复杂，误差越大。D：理论计算的均方根速度总是高于实际值（均方根速度与层速度成正比关系）。因此，简单的倾角校正方法只能用于构造简单的地区，否则无法得到准确的速度资料。

（二）用DIX公式计算层速度的误差

在利用DIX公式计算层速度时，如不考虑反射时间的误差，那么由顶底界面均方根速度误差$\Delta V_{rms,a}$、$\Delta V_{rms,b}$而产生的计算误差可表示为：

$$\Delta V_{int}^2=\frac{V_{rms,b}^2\cdot\Delta V_{rms,b}^2\cdot t_0-V_{rms,t}^2\cdot\Delta V_{rms,t}^2\cdot t_a}{V_{int}^2(t_b-t_a)} \quad 5\text{-}26$$

为简化起见，略去平方项，可得：

$$\Delta V_{int}=\frac{V_{rms,b}\cdot\Delta V_{rms,b}\cdot t_b-V_{rms,t}\cdot\Delta V_{rms,t}\cdot t_a}{V_{intt}(t_b-t_a)} \quad 5\text{-}27$$

式中：　ΔV_{int}——层速度计算误差

对5-27式移项化简，可得：

$$\Delta V_{int}=d\Delta V_{rms,b}+b\Delta V_{rms,a}$$

式中：

$$d=\frac{V_{rms,b}\cdot t_b}{V_{int}(t_b-t_a)};\quad b=\frac{V_{rms,a}\cdot t_a}{V_{int}(t_b-t_a)}$$

这样，当一个均方根速度的误差确定之后；5-27式就可看作是一个线性函数。当速度层顶、底界面的均方根速度误差的符号不同时，很小的均方根速度误差可产生很大的层速度误差。如当$\Delta V_{rms,a}=-50$m/s，$\Delta V_{rms,b}=50$m/s时，层速度的计算误差为290m/s；然而，如果$\Delta V_{rms,a}=\Delta V_{rms,b}=50$m/s，那么计算误差将只有50m/s左右。由此可见，要想使层速度计算取得较高的精度，除提高数据本身的精度外，采样方法的稳定一致也是很重要的。

在上述基础上再加上反射时间的误差，那么计算误差是个四元函数，用全微分方法可导出其误差计算公式（Hajnal，1981）。

$$\Delta V_{int}=\Delta V_{rms,b}\left(\left(\frac{1}{dc}\right)^{\frac{1}{2}}\cdot V_{rms,a}\cdot t_a\right)+\Delta V_{rms,a}\cdot\left[-\left(\frac{1}{dc}\right)^{\frac{1}{2}}\cdot V_{rms,a}\cdot t_a\right]+\Delta t_b\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{b^2}{d^3c}\right)^{\frac{1}{2}}\cdot t_a\right]+\Delta t_a\left[\frac{1}{2}\left(\frac{b^2}{d^3c}\right)^{\frac{1}{2}}\cdot t_b\right] \quad 5\text{-}28$$

式中：　$d=t_b-t_a$；$b=V_{rms,b}^2-V_{rms,a}^2$；$c=V_{rms,b}-V_{rms,a}$

误差计算通常仅考虑各误差量的绝对值，作为此种误差条件下的最大计算误差，于是5-28式可以变成：

$$\Delta V_{int}=\left(\frac{1}{dc}\right)^{\frac{1}{2}}\left[V_{rms,b}\cdot t_b\cdot|\Delta V_{rms,b}|+V_{rms,a}\cdot t_a\cdot|\Delta V_{rms,a}|\right]+\frac{1}{2}\left(\frac{b^2}{d^3c}\right)^{\frac{1}{2}}\cdot\left[t_b\cdot|\Delta t_a|+t_a\cdot|\Delta t_b|\right] \quad 5\text{-}29$$

设顶底界面的时间误差均为5m/s，速度误差为50m/s。用5-28式和5-29式分别求得：

层速度误差：52.32m/s（用5-28式）

最大层速度误差：290.96m/s（用5-29式）

上述结果与利用5-27式计算的结果基本吻合，两者之间的误差可以忽略不计。这说明：

A：实际应用中可以用5-27式代替5-28和5-29式，其误差很小；B：反射时间误差对层速度计算误差的影响很小。

对比前面三个误差计算公式（5-27,29），可得到如下几点结论：

1．层速度的误差大小与速度层深度成正比，与速度层的厚度成反比（常数项d）。但厚度的影响大于深度（5-28，29的d有3次幂）。

2．层速度的误差与顶底界面的均方根速度及相对差值大小成正比。界面的均方根速度越高，顶底界面速度差别越大（常数项c），误差也越大。

3．层速度误差与界面均方根速度误差绝对值和时间误差绝对值大小成正比。但均方根速度误差对层速度误差的影响比时间误差大得多，因为它在误差计算公式中大多是二次幂关系。

4．当上下界面采样误差的符号相反时会造成很大的层速度误差，反之则较小。因此在实际工作中应采取某些方法（如数理统计法）抑制随机涨落误差。

（三）不同层速度资料间的误差

除地震层速度之外，如果交互地使用不同种类的速度资料。如利用声波测井层速度资料编制速度——岩性量板来对地震层速度资料作岩性转换等等，将会产生另一种系统误差，又称为速度弥散。

1．速度弥散的理论研究：

地震勘探和声波测井使用的仪器和测量的方法是不同的，仪器上的区别主要在于地震勘探使用的是声波震源（＜80～—100Hz），声波测井使用超声波震源（＞10000Hz）；方法上的区别主要在于声波测井是在井眼内很小距离上直接测定层速度，地震勘探则是在地面较大范围内检测各种反射波，而后通过计算处理间接求得层速度，它的测量范围相对较大。

K．W．Winlker（1986）在实验室测量了从零频率到超声频率之间各频带岩石速度的变化。图5-19示出砂岩纵波速度和频率的关系；用的是线性坐标。假设干燥岩石的速度与频率无关，液体饱和的岩石速度则随频率相对增加。这种增加在地震频率以下（＜100 Hz）是不明显的；在地震频率和超声频率之间则有较明显的增加；但幅度一般不超过20%，图5-20用两个岩样（A、B）的实测数据示出含水饱和度与速度弥散值间的关系。总体看来，速度弥散是随含水饱和度的增加而增加的，干燥的岩石速度弥散较小，而饱含水的岩石受震源的影响较大，而且对纵波速度的影响大于横波速度。

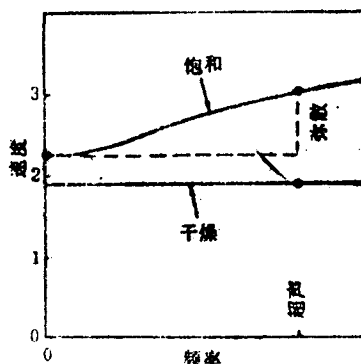
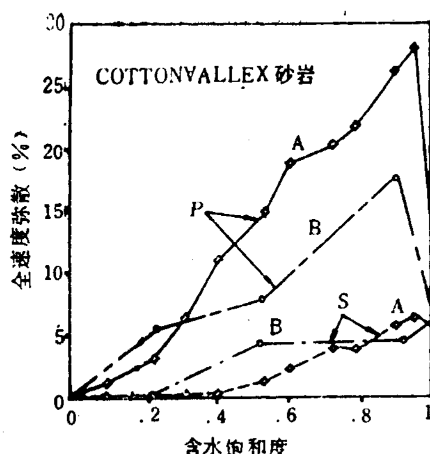


图5-19　典型砂岩的纵波速度和频率的函数关系示意图。假设干燥岩石中速度与频率无关。液体饱和岩石的速度随频率增加



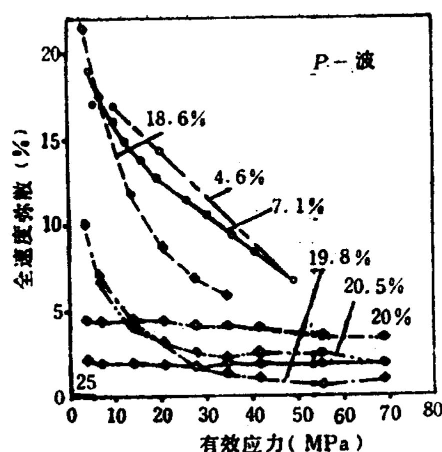


图5-20　速度弥散与含水饱和度的关系
（A）Murphy（1984）计算的Cotton Valley砂岩；
（B）Gregory（1976）计算；
（据陈开远修改，1989）

图5-21　由King（1966）给出的数据计算的纵波全波速弥散与有效应力曲线，样品用煤油饱和数字标明了样品的孔隙率。St. Peter砂岩（ϕ=18.6%）；Torpedo砂岩（ϕ=19.8%）；Bandera砂岩(ϕ=20.%)；Berea砂岩(ϕ=20.5%)；Boise砂岩（ϕ=25%）

图5-21示出不同应力状态下砂岩的速度弥散。在较高的有效应力时，速度弥散较小，为2—5%；随着有效应力的降低，速度弥散较快地增加。另外，它还和岩石物性有一定关系，孔隙度较高的岩石，速度弥散的变化相对较小；低孔隙度砂岩在低有效应力下有较大的速度弥散，随着有效应力的增加，其速度弥散值逐渐接近高孔隙度砂岩。

总结上述对速度弥散的理论研究可得如下结论：

①岩石速度随脉冲频率的增加而增加；②增加量正比于岩石含水饱和度；③增加量与有效应力的大小成反比；④孔隙度较高的岩石速度弥散较小；⑤它的速度弥散变化率也较小。

2．实际观察到的速度弥散：

在石油勘探中常会遇到地震层速度明显高于声波测井层速度的现象，如黄骅凹陷中声波测井速度低于地震速度的10—15%*，在泌阳凹陷也观测到类似的现象。我们曾对酒西盆地进行过统计分析，图5-22示出三百余个层段不同类型层速度资料间的误差分布直方图，误差均值为12.93%（地震层速度——声波测井层速度），与前面的理论研究结果正好相反。

图5-23是按岩石类型分类统计的平均误差分布图，从纯砂岩（含砂>80%）、含泥砂岩（含砂>45%）、含砂泥岩（含砂5—45%），到纯泥岩(含砂25%),平均误差从−2.14%，8.2%、10.18%到20.58%。这些数据说明实际存在的速度弥散与岩性组成有很大关系，其相对变化可达十倍。在Winlker的研究中正好忽视了这点，或许它正是造成理论研究与实际观测不符的主要原因之一。

综合上述讨论，认为岩性组合特征是速度弥散的主要影响因素之一。井壁附近的砂岩，因孔隙内渗入高密度的泥浆滤液而密度增加，造成速度局部升高；泥岩段由于页理较发育，

* 陈开远——黄骅凹陷中南区下第三系地震地层学研究，1983——研究生论文

钻井机械破碎会造成大量的微裂隙，使井壁附近形成一个低速带。因此在井壁附近出现砂岩速度偏高，泥岩速度偏低的现象。从图5-23可看出，这种偏差足以抵消

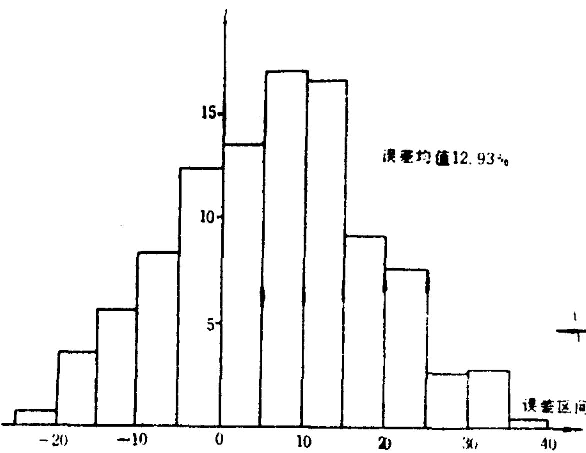


图5-22　声波测井与地震速度谱层速度误差分布图

（据陈开远等，1989）

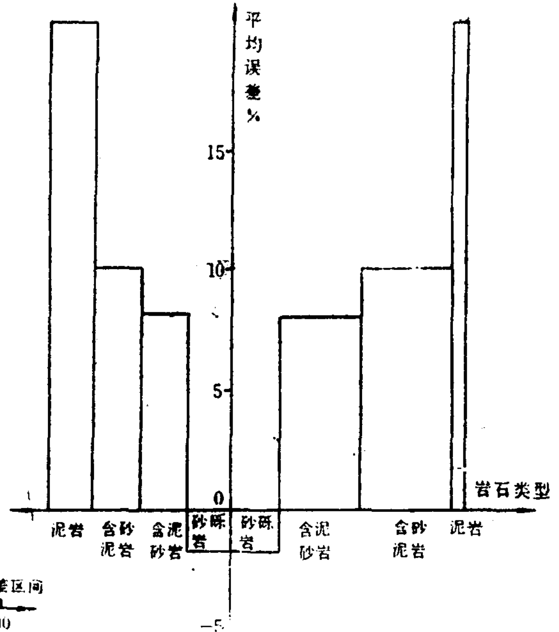


图5-23　岩性组成与误差大小的关系

（据陈开远等，1989）

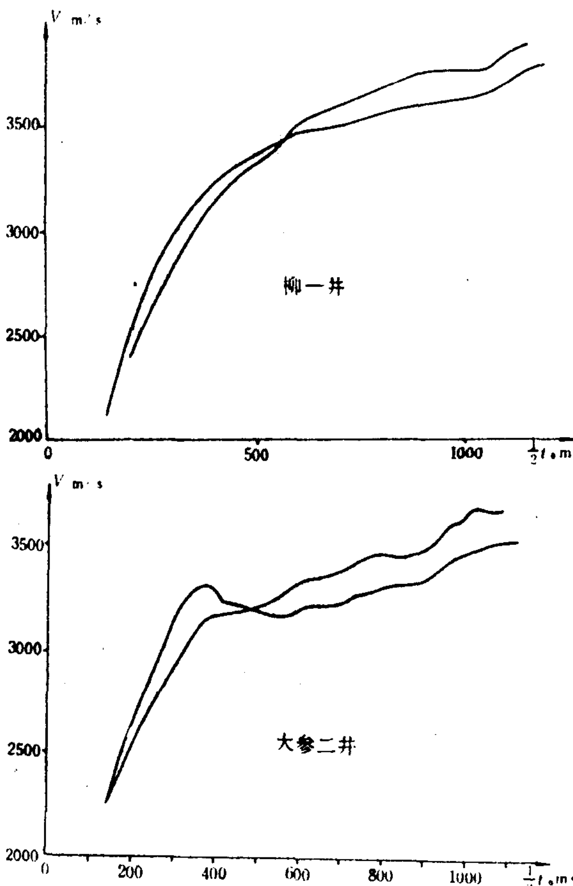


图5-24　两口单井的地震测井速度与声波测井曲线

频率造成的速度弥散。声波测井所反映的正是上述偏差；而地震速度所代表的是大层段的平均速度，基本不受上述偏差的影响，这是造成地震速度偏高（或说声测速度偏低）的第一个原因。

此外，倾角校正方法的简单化会使均方根速度偏高，这可能是造成地震速度偏高的第二个原因。关于这点前面已作过论述。

图5-24是两口单井的地震测井速度与声波测井速度曲线，它显示出交叉形态，即浅层后者高于前者，深层前者高于后者。这反映出除上述各因素外，有效应力也是一个重要因素，浅层有效应力小，速度弥散大，声波测井速度比地震速度高；深层有效应力大，声波测井的上升幅度相对较小。

（四）层速度分析的应用限制

在讨论了速度分析中的诸多误差因素后，可以归纳出层速度应用中的几项限制：

1．常规的倾角校正方法是根据单层倾斜介质推算出的，对于多层平行倾斜 介 质，仍可近似使用。如地层既倾斜又不平行，便会产生较大的误差，使层速度产生将近一倍的相对误差。因此，层速度分析应选择地质构造不太复杂的地区。

2．地震层速度分析不能解决薄层问题：

从5-28和5-29式可知，层的厚度越小，计算误差越大。M．Becguey（1978）等人对 速度谱迭加速度曲线作过傅立叶变换，求得它的频谱为0—5Hz，最小采样间隔为100ms，这也就是常规速度分析的极限厚度。一般沉积岩层的速度为3000—5500m/s，由此算来，速度 分 析的最小厚度是150—275m。要想获得薄层的速度资料，就必须提高迭加速度曲线的频谱或提高地震勘探的精度，使用某些特殊处理方法也是改善分辨率的一个途径。

3．速度分析中不宜直接交互使用多种速度资料。以避免速度弥散造成的人为“背 景 噪声”。只有充分了解到各种速度资料的误差形态，并对速度数据进行适当校正之后，才可交互使用它们。

四、速度应用——岩性预测

（一）可行性研究和数据预处理

使用速度数据之前，首先要进行可行性研究和数据预处理。后者主要是数学处理，前者则以地质分析为主。

1．可行性研究：

利用速度参数区分不同岩性，首先要研究工区内各种岩性是否具有不同的速度特征，这些特征从现有的资料上能否识别出，这是整个岩性预测的前提。

其次是研究工区内速度的一般变化规律以及速度资料本身的误差形态。

第三是分析工区的地质条件、研究程度与上述资料条件，地球物理条件之间是否匹配。如在构造复杂地区，资料质量又不高，就无法进行高精度的岩性预测。

最后则是从地质条件上尽量排除其它干扰因素。如选用同一凹陷的数据，以使得它们在环境成因、物源供应等方面具有相似的条件等。

2．数据预处理：

它主要是对速度数据作某些必要的校正。

(1) 倾角校正：如果地层是倾斜的，要利用视速度定理把迭加速度换算成均方根速度，其计算公式见5-19式。

(2) 相位校正：相位误差有两个来源，一是震源延滞而产生的相位误差，它多见于使用振动器震源时，炸药震源的延滞一般很小。二是在地震记录或时间剖面上，由于反射波是在振动背景上出现的，识别到达脉冲的初至波较难，通常使用脉冲的峰值相位（同相轴）时间来代替到达时间。为此可根据子波最大振幅延滞时间进行时间校正，再将该时差代入动校正公式作相位速度校正。不过当速度分析用于厚层段时，可将界面相位延滞看作是系统误差、顶底界面互相抵消，或略去不计。但如果层段较薄，则必须考虑此项校正。

目前大多采用某些计算处理程序来消除震源的相位延滞。

(3) 压实校正：通常要剔除掉异常压实段的速度数据。如果数据总体太小，不能进一步

剔除时，则需要对这些数据作压实校正。其方法是求出异常压实段数据的重心和正常压实速度趋势线间的距离，然后将异常压实段的数据，平移到正常压实线上（图5-25中的h_1）。

(4) 深度校正：沉积岩层的孔隙度随埋深的增加而减少。为了消除孔隙度和压实固结程度的影响，需要将全部层速度数据按速度趋势平移到某个深度基准线（图5-25）。

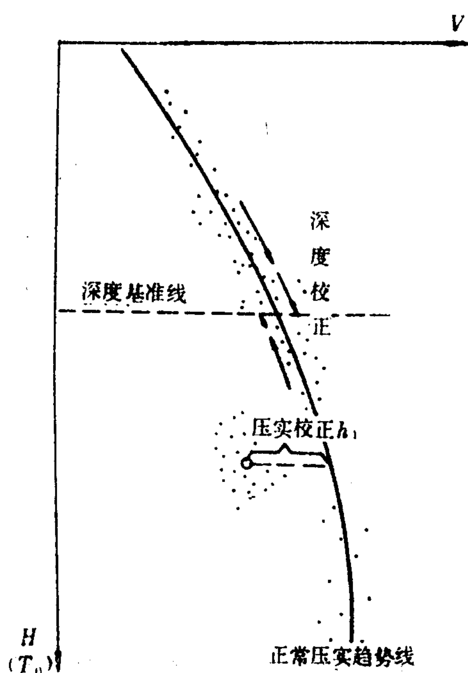


图5-25　深度、压实校正示意图

深度校正还可用解析式进行。Gassman（1951）曾提出一个用于深度校正的公式：

$$V=800z^{1/6}\cdot[2\prod E^2g/(1-\nu^2)\varphi^3\rho]\quad 5\text{-}30$$

式中：　z——深度；

ν——校正前速度；

V——校正后速度；

g——重力加速度。

(5) 年代校正：不同年代的地层，其压实固结成岩作用等均不同。因此，在使用层速度数据时，可根据Faust公式进行年代校正。校正公式为：

$$V_j=V_a-Kz_j^{1/6}(t_a^{1/6}-t_j^{1/6})\quad 5\text{-}31$$

式中：

V_a，V_j——校正前、后的层速度；

t_a——原始数据地质年代（Ma年）；

t_j——校正后的地质年代（Ma年）；

K——比例系数；

z_j——基准面深度。

（二）岩性指数量板的编制

利用速度资料预测砂泥岩百分比主要有两类方法。一是数理方程法，通过数学统计分析，得到工区不同岩性与速度的关系函数，再将实际速度值套用这些函数，计算砂泥岩百分比，它的优点是便于计算机自动处理，但计算量较大，有些函数很难准确得到。二是量板法，将速度数据标在V——z座标中，用曲线尺绘出各岩性的速度变化曲线，它的优点是简便易行，但人为因素较大。近年来，这两类方法已在相互渗透，数理方程统计常借助于某些图板来直观地说明问题；量板法也使用简单的数理统计以减弱主观因素。下面介绍国内常用的几种方法。

1．数理统计法：

首先根据工区或邻区实际资料设计一个速度函数。如埃克森（EXXON）石油公司在珠

江口盆地的勘探中，根据越南沿海、菲律宾沿海等地的钻井声速测井资料，用下式设计一速度——岩性间的函数关系：

$$V = a \cdot z^n \qquad 5\text{-}32$$

式中： a——岩性指数；

n——比例指数。

然后统计钻井资料的速度、深度、岩性组成以及年代、孔隙度等参数，对它们进行多元统计分析，用待定系数法解出常数a和n。如果相关性达不到要求，则反过来修改原方程，直到达到标准。

这种方法灵敏度高，可区别岩性的较小变化，并可在统计分析中较好地排除第三岩性干扰。图5-26是埃克森（EXXON）公司编制的珠江口盆地速度—岩性指数量板。其岩性指数（a）的含义为：

$a=145$时，岩性指数为1，含砂0%；

$a=176$时，岩性指数为2，含砂30%；

$a=191$时，岩性指数为3，含砂50%；

$a=208$时，岩性指数为4，含砂为70%；

$a=251$时，岩性指数为5，含砂为100%。

比例系数$n=0.37$（周长祥1983）。

2．对应取值法：

收集纯砂岩和纯泥岩的速度——深度资料，简单的二元统计分析得到砂岩和深度回归方程。此方法简便，分辨能力较高，对声波测井资料的质量要求较前一种低。缺点是理想的纯砂或纯泥数据并不多，大多是用近于“纯”的砂泥岩数据来代替，这样就常常出现高于纯砂岩或低于纯泥的异常速度点。图5-27是酒西盆地中生界地层的速度——岩性指数量板。它用的是线性回归函数，其内部的岩性百分比线也是等间距内插的。

3．散点法：

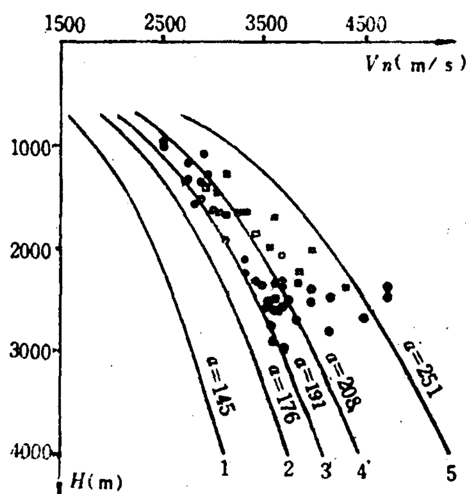


图5-26　珠江口盆地岩性指数量板

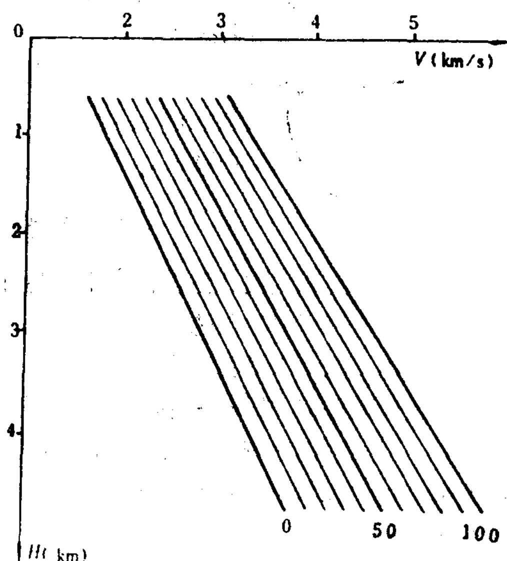


图5-27　速度——岩性指数量板

将速度谱导出的大量层速度数据绘散点图，根据数据群的分布形态作内外包络线。因为这些数据是在各种砂泥岩百分比的层段内，所以作包络线得到端点砂泥岩速度线后，再作内插便可求得岩性量板。它的优点是充分利用大量的速度谱层速度资料，弥补钻井资料的缺乏；缺点在于精度较低，剔除第三岩性等干扰也比较难。图5-28（*a*）是大陆（Conoco）石油公司编制的珠江口盆地岩性指数量板，图5-28（*b*）是酒西盆地中生界的岩性量板，它们都是用速度谱层速度编制的，图5-28（*b*）中已内插入九条砂泥岩百分比曲线。

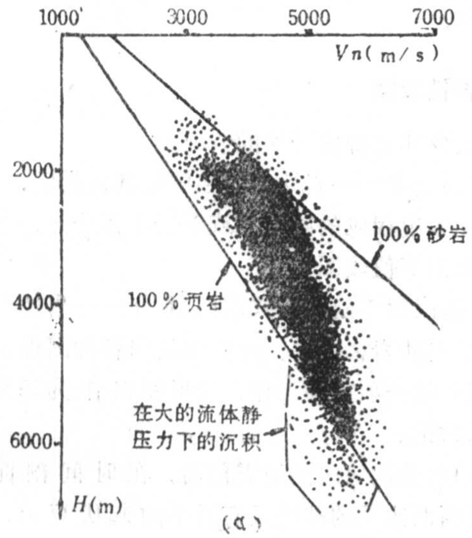


图5-28*a*　珠江口盆地岩性指数量板

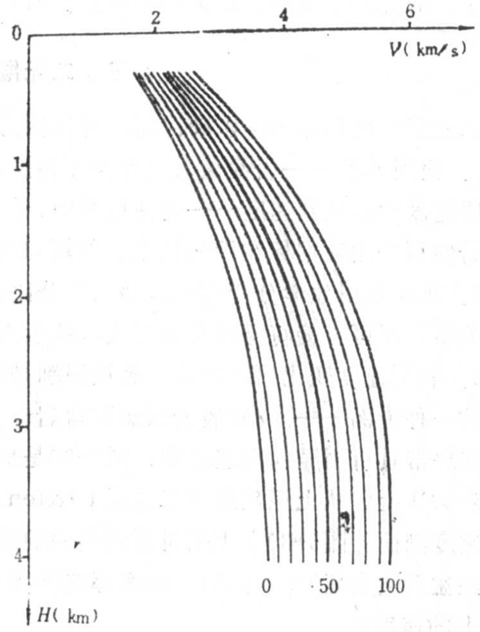
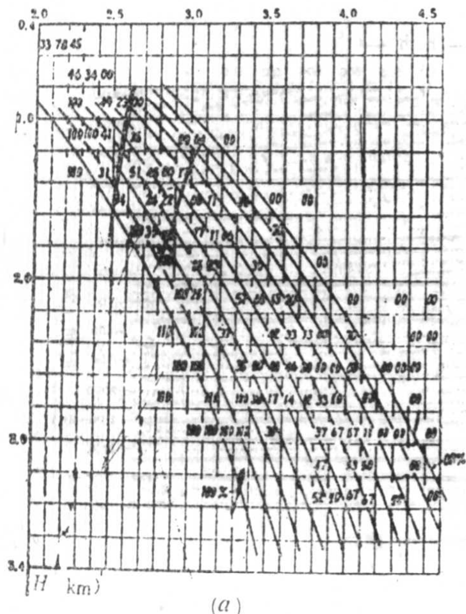


图5-28*b*　酒西盆地中生界岩性量板



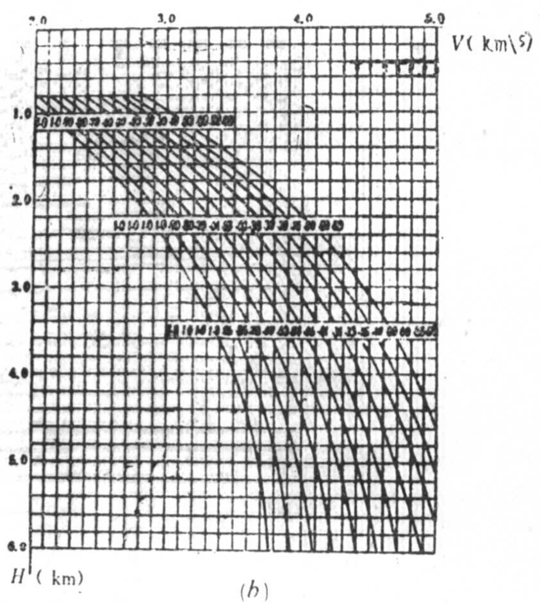


图5-29　条件概率法岩性量板

图5-29（a）层速度——泥岩比值量板原始图　（*b*）层速度——泥岩比值量板成果图

4．条件概率法：它是对应取值法的改良。首先统计钻井中各层的声波测井资料和砂泥岩岩性资料，然后把这些数据点投在V——T平面图内，其中划出多个等面积的矩形；在各矩形内统计砂岩和泥岩的速度数据的个数（n砂和n泥）。再用贝叶斯公式计算各矩形中砂岩或泥岩出现的条件概率（图5-29(a)），适当调整各数据之后，把相同概率的数据点连线，就得到速度岩性指数量板（图5-29(b)）。

它的主要优点是可用于那些砂、泥岩速度相似的地区，而且确定其岩性百分比曲线也较为科学。缺点在于繁琐，对某些异常点仍需人工调整。

（三）二元层序的岩性转换

二元层序是指地层中以砂、泥两种岩性为主，很少其它特殊岩性的情况。

1．使用速度——岩性量板进行岩性转换：在得到速度——岩性量板和层速度资料后，只需将层速度数据投到速度——岩性量板中，便可从中读出相应的砂岩（或泥岩）百分比。将这些岩性百分比数据标在平面图上，便可勾绘出相应的等值线图。

2．直接利用数学分析式确定砂岩百分比：如果是以数学函数形式求出速度——岩性百分比关系，便可直接将层速度数据代入数学方程中求出砂岩百分比，进而编绘出各种图件。

3．利用速度变化研究礁块：礁块识别是地震解释的一项重要工作，这里将它作为二元层序的一种特例——礁/碎屑岩或碳酸盐岩——加以讨论。

礁块常具有明显的高速异常，图5-30是加拿大阿尔伯达地区的地震剖面，在时间剖面（图5-30）上，从上泥盆到下二迭系（Ireton组到密西西比系的礁块只有很小的起伏显示，但在速度剖面（图5-30）上则可看到明显的速度异常。据统计，这套礁块灰岩的层速度平均比上泥盆系围岩高9%，比中生代底部地层高5%。表5-3列出礁块速度与正常压实规律下该深度上的速度差。

图5-31表示礁块与围岩物性参数差值曲线，综合表5-3，图5-30和5-31可以看出，这个

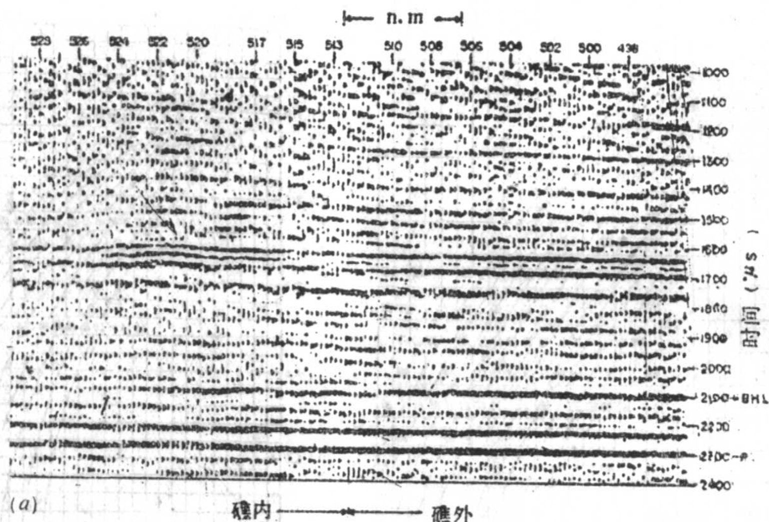


图5-30a　礁块的地震剖面

（据Davis，1972）

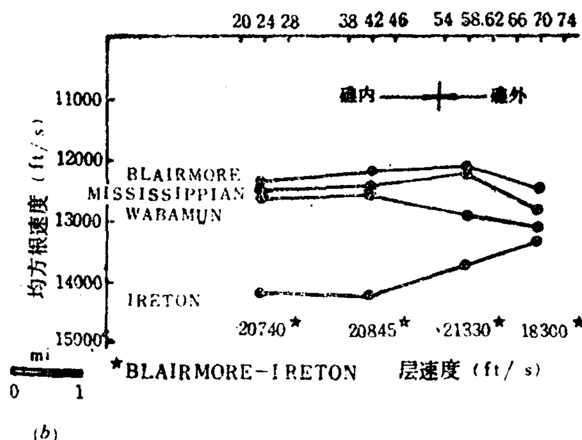


图5-30*b* 层速度剖面

（据Davis，1972）

表5-3 礁块的层速度异常

（据Davis，1972）

	礁块	Stran	Ched	Rim-h	Wrose	B.Glen	Ianis	速度异常	
	礁外钻井数	8	9	10	10	12	10	绝对异常	相对异常%
	礁内钻井数	11	6	10	14	12	3		
地质分层	T. Paleozoi	800	800	600	800	650	650	650	5
	Banff	350	500	550			700	500	2.5
	Wabamun	500	750	750	600	800	750	650	3.5
	Graminia	1400	1250	1050	1100	1200	1150	1250	6.5
	Nisku	1400	950	850	950	1300	1400	1150	6
	Ireton	1550	1250	1350	1550	1700	1650	1500	8
	L. Ireton	1700	2000	1700	1650	1550	2100	1800	11.5
	B. Ireton	1500	1750	1650	1750	1550	1700	1550	11

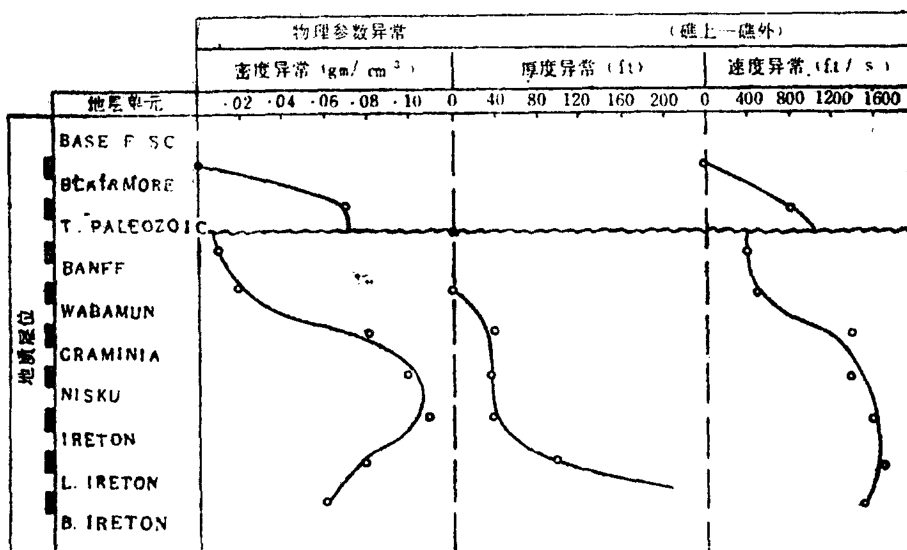


图5-31 礁块的物性参数变化曲线

（据Davis，1972）

礁块与围岩之间存在着明显的速度——密度差。在详细研究速度资料后，可以在速度剖面上很好地识别它们。而且这种识别相对地比较容易，因为岩礁的速度异常明显，同时还有密度异常，所以地震时间剖面上通常也有一定的显示。

（四）复杂地区的岩性研究

在这种地区进行岩性预测是很困难的，除非采用某些特殊的采集和处理方法提高地震资料的信噪比。这里仅讨论几种比较常见的多元层序岩性预测方法。

1．合并法：将速度特征相似的岩性合并，简化岩性组合。这是一种应用较广，而又简便易行的方法。实际上，绝对的二元层序是没有的，粉砂岩就常常被归并入砂岩类中去。至于合并的方法，不仅要看各组分的速度特征，还要依据研究的精度和目的而定，如珠江口盆地的礁块勘探中，便将通常认为是两类的砂岩和泥岩合并，构成碎屑岩——碳酸盐岩的二元层序，来研究礁块的发育。

2．排除法：当各岩性组分的速度特征各异时，可以排除其中一，两个次要组份，建立起主要的二元组分的速度——岩性量板。排除的方法即可以用人工剔除，选取那些无其它岩性影响的数据编制量板，并用它来作速度——岩性转换。

河南午阳凹陷有大量膏盐层发育，在该区的岩性预测中采用了排除法。首先采用钻井中无膏盐夹层的段落编制速度——岩性量板；然后采用统计学方法，在钻井中统计膏盐层的分布规律，得到如下回归方程：

$$C=0.595\ln H-4.3894 \qquad 5-33$$

式中：　C：膏盐含量；H：地层埋深。

再根据威利（Wyllie）公式导出膏盐校正公式：

$$V_{i}=\frac{(1-C)V_{a}\cdot V_{盐}}{(V_{盐}-CV_{a})} \qquad 5-34$$

式中：　$V_{盐}$——膏盐层速度，经统计工区各井膏盐层速度，得平均值为4271m/s；

V_{i}，V_{a}——校正后和校正前的层速度。

综合运用5-33和5-34式，对工区各层速度进行校正之后，就可以利用编制好的量板进行岩性预测（陈开远等，1986）。

另外，还可用数字滤波的方法剔除其它岩性的速度数据。这种方法准确、迅速。但程序设计很复杂，它的使用并不广。

3．多元统计法：将第三岩性或第四岩性的含量作为变量进行多元统计分析，得到多元回归方程，再进行岩性预测。这种方法精度高，可同时预测整个地层中多种岩性组分的变化。但方法较复杂，原始数据的收集比较困难。

五、速度分析的其它应用

（一）利用速度资料检测异常压力带

1．原理：速度是计算地层压力的基本参数之一。利用地震速度分析的层速度资料可在钻井之前预测地层压力。

图5-32是美国地球物理服务公司的一个地层压力计算处理流程。其核心是子波处理，这是保证速度分析和密度反演等处理的前提。

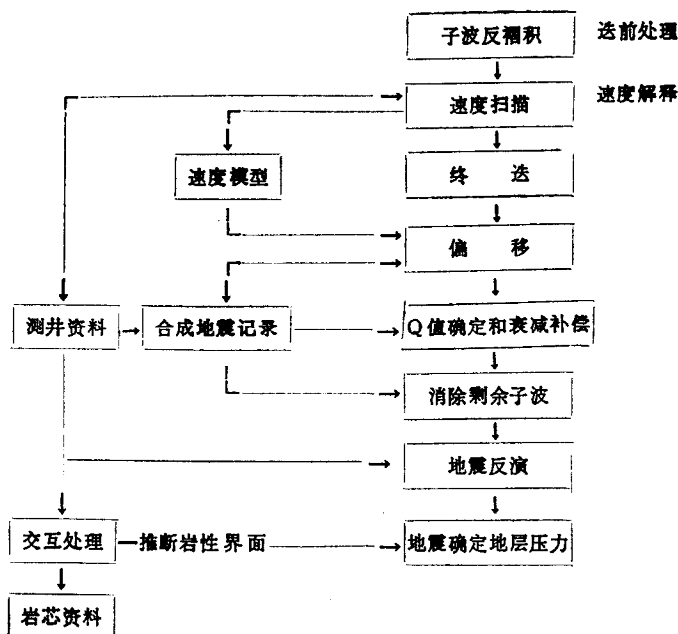


图5-32

Fillippone（1982）提出一个地层压力的计算公式：

$$P(Zi)=P_{or}(Zi)\{V_{max}(Zi)-V_{int}(Zi)\}/\{V_{max}(Zi)-V_{min}(Zi)\} \qquad 5\text{-}35$$

式中：　$P_{or}(Zi)=0.465P_iZi \quad i=1, 2, 3\cdots\cdots n$

$P(Zi)$——深度Zi的地层压力

$P_{or}(Zi)$——深度Zi的盖层压力

$V_{max}(Zi)$——深度Zi的最大层速度（孔隙度等于零时），它近似地等于岩石骨架速度；

$V_{min}(Zi)$——深度Zi的最小层速度（刚度等于零时），它近似地等于孔隙流体的速度。

P_i——表层到深度Zi的平均体密度

Zi——深度，以上各参数都是它的函数

n——数据点总数。

2．方法与应用：从处理上讲，子波处理是地层压力预测的关键。GSI公司在图5-32的流程中，首先用子波及褶积消除子波影响，再用Q补偿消除大地衰减，最后用互均化处理消除残余的子波影响。通过上述处理，以期获得品质较高的迭加剖面。

经过研究井（Mobil-1）有两条测线LWT-14和LWT-15。研究Mobil-1井的声波测井曲线表明，该井在3380m处有一个超压带（图5-34）。

两条地震测线都用图5-32所示的处理流程作子波处理，图5-33是子波处理后的时间剖面。首先从其中的反射终端消失现象勾绘出这个地质体的轮廓。再来计算这个异常体的地层压力，如果它超过正常流体压力，就是一个超压带。

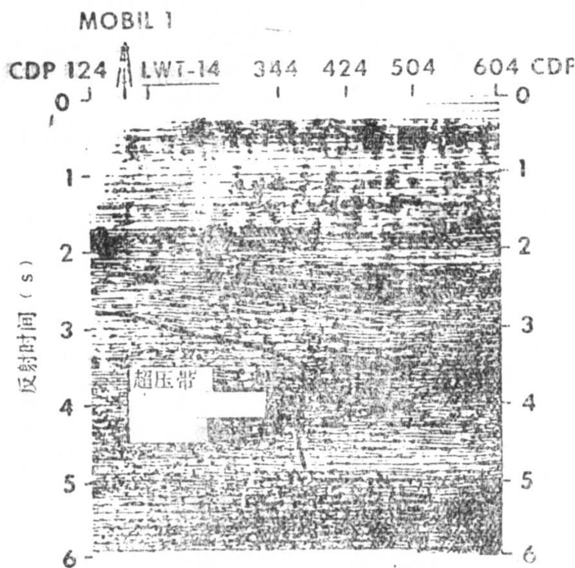


图5-33 LWT-15测线的子波处理剖面

（据Martinz，1987）

图5-35是LWT-15测线的伪速度测井剖面，图5-36是其伪密度测井剖面。在这两条剖面上，都以低速度异常和低密度异常明显地展示了11100ft（3380 m）的超压带。它分布于CDP124到350之间，深度范围为11100ft（3380m）到21000ft到（6100m），（图5-35和图5-36的浅色区）。

图5-37是用5-35，5-36计算出的地层压力剖面。在Mobil-1井看到的超压带横向延展到350CDP，而后地层压力突然减小（图5-37中突然变浅）。纵向上11100ft（3380m）有一个超压保护层外，向下地层压力随深度逐渐增加，21000ft（6100m）后地层压力的横向界限就消失了。

除计算处理方法外，也还可以用量板法来度量超压带，用正常压实梯度线来度量超压带低速异常的大小。图5-38是利用测压资料，感应及声波测井得到的地层压力资料绘制的正常

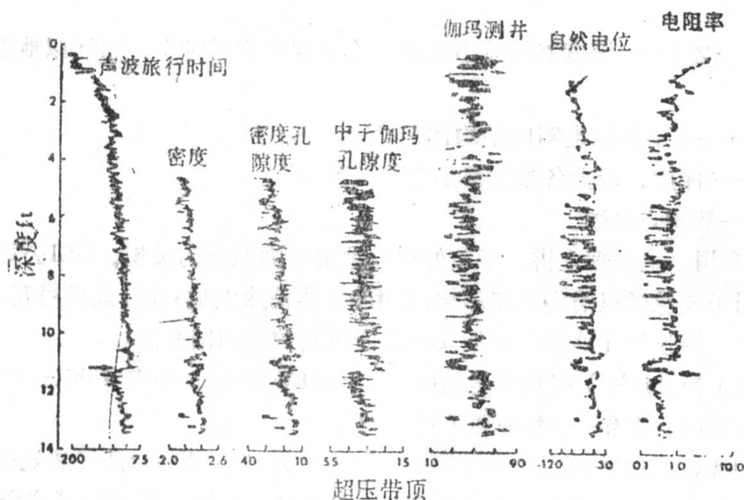


图5-34 Mobil-1号井的测井曲线

（据Martinez，1987）

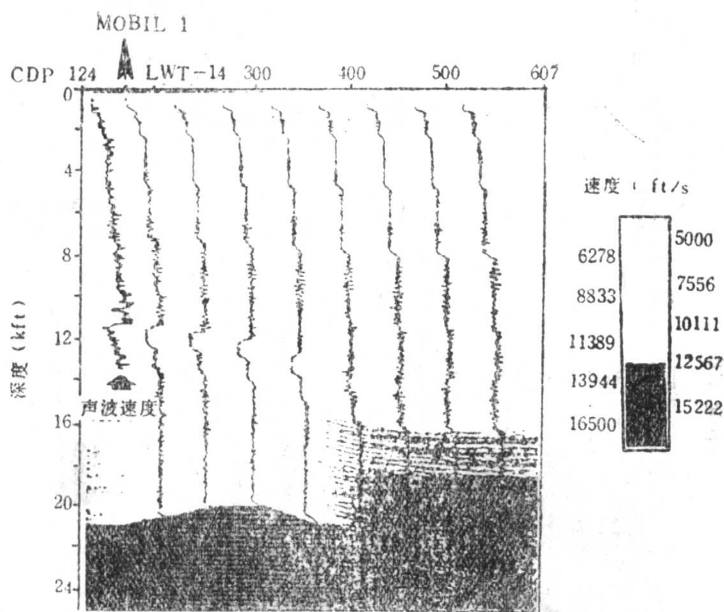


图5-35　LWT-15测线的伪速度测井剖面
（据Martinez，1987）

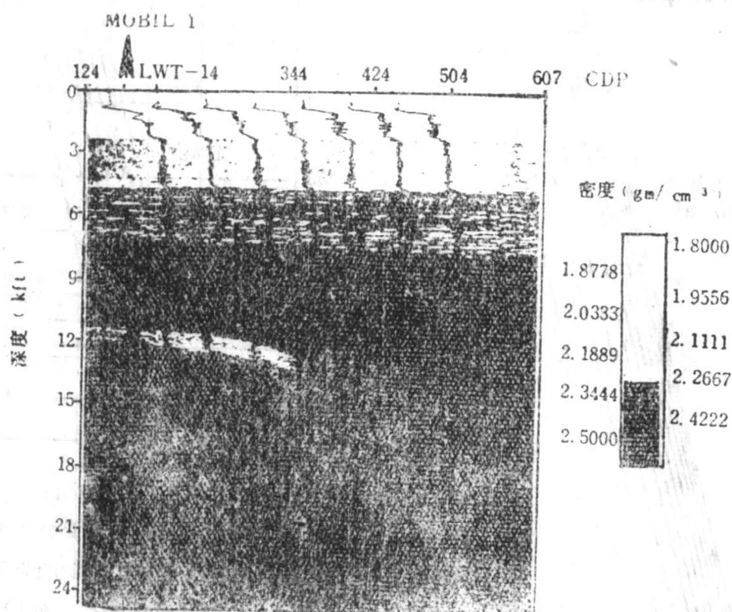


图5-36　LWT-15测线伪密度剖面
（据Martinez，1987）

压力梯度与深度关系曲线。在这种量板中大多是用声波时差来表示速度，如图5-38的横坐标。

图5-38的使用方法是用透明纸蒙下图版，把它放在实测图上，将深度基准线重合，然后从

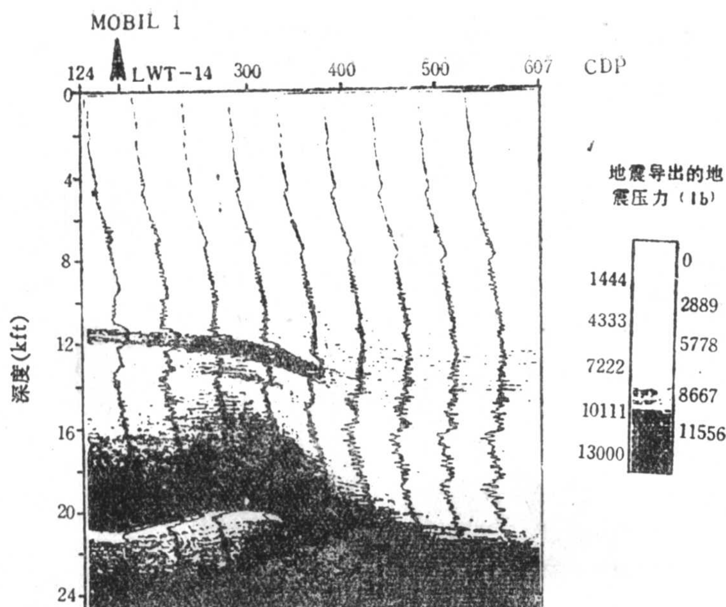


图5-37 LWT-15测线地层压力剖面

（据Martinez，1987）

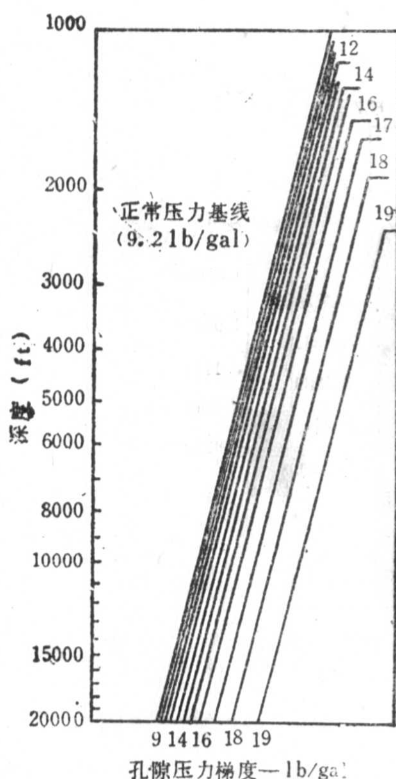


图5-38 异常压力与偏离正常压力基线程度的关系

（据Schultz，1985）

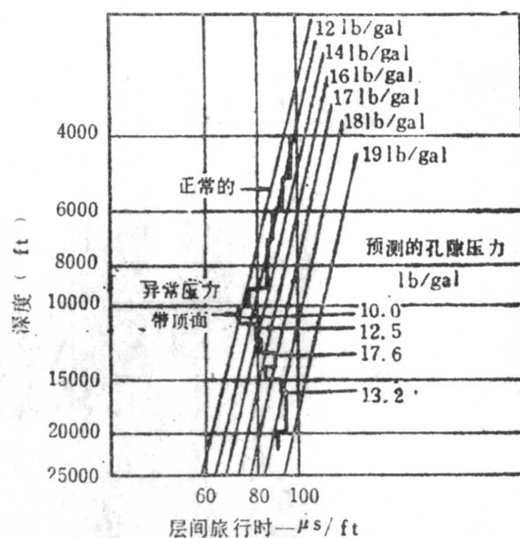


图5-39 由井b处野外地震资料计算出的层间旅行时间剖面，预示在10,000ft以下有异常压

（据Pennebaker，1984）

图版中读下各个深度段的压力梯度。在图5-39中，正常压实段的压力梯度为4.2b/gal（1.104g/cm³），10000ft(3048m)后出现超压带，地层压力梯度升高到18.2b/gal（2.184g/cm³）。用这样的方法所确定的地层压力梯度，还是具有较高精度的。其误差一般小于1b/

gal（0.12g/cm³，图5-39。）

（二）利用地震速度预测孔隙度

1．原理：层速度与孔隙度有着很密切的关系。根据速度（声波旅行时差）资料可用WYLLIE公式计算孔隙度，其公式为：

$$\phi=\frac{\Delta t-\Delta t_{ma}}{\Delta t_f-\Delta t_{ma}}-V_{sh}\frac{\Delta t_{sh}-\Delta t_{ma}}{\Delta t_f-\Delta t_{ma}} \quad 5\text{-}36$$

式中：Δt——岩石饱和液体的传播时间

V_{sh}——页岩的体积百分比（或泥质含量）

Δt_{sh}——页岩的单位距离旅行时间

Δt_{ma}——骨架物质的传播时间

Δt_f——流体的传播时间

5-36的前一项相当于Wyllie平均时间方程，而5-36式中的各参数不难从测井资料和地震速度分析中得到；如没有井，则要参考邻区资料或使用标准数据，所得的结果只能是一些近似值，其预测也是定性的。

2．泥岩含量校正：当出现泥质砂岩和泥质碳酸盐岩时，问题比较复杂，总的来说，泥质成分可能以下列3种形式分布于地层中：

①层状泥质：页岩薄层夹在纯砂岩中。这时，砂岩的孔隙度和横向渗透率并不受页岩的影响，只是整个地层的总孔隙度随页岩含量的增加而减少。

②结核泥质（分散泥质）：页岩以结核状或颗粒状存在于地层基质中，这种泥质对孔隙度的影响和前一种情况相反。

③结构泥质：泥质以孔间充填物或胶结物形式存在于地层中，这是最难解决的。从声波测井资料上很难判别这种泥质砂岩，比较可靠的方法是利用已有的岩心，分析资料沿地震测线外推。在这种情况下5-36式变为：

$$\phi=\frac{\Delta t-\Delta t_{ma}}{\Delta t_f-\Delta t_{ma}}-V_{sh} \quad 5\text{-}37$$

即令$\Delta t_{sh}=\Delta t_f$

结构泥质在海相砂岩中比较少见。而在陆相地层中则较常见，含量也比较大。因此在陆相地层中预测孔隙度时，要切实作好这项校正。

3．流体类型的影响：WYLLIE的经典公式导自饱含水的地层模型，如果地层中含有油气时，层速度将会降低，时差增大，使用5-36式所求的孔隙度值亦会偏大，因此需要作流体校正。目前，流体校正多采用乘以经验系数的方法：

气层：流体校正系数为0.7

油层：流体校正系数为0.8—0.7

这些数据是根据地层束缚油气饱和度得到的，对于未钻井地区，便很难使用。因此有人把WYLLIE公式推广，用来求取孔隙度与泥质含量，其公式：

对于含油气的纯砂岩：

$$\phi'=\phi/(1+S_h\frac{\Delta t_h-\Delta t_f}{\Delta t_f-\Delta t_{ma}}) \quad 5\text{-}38$$

式中：ϕ'——含油气砂岩的孔隙度

ϕ——同一砂岩含水时的孔隙度，即使用经典WYLLIE公式预测的孔隙度。

S_h——油气饱和度

Δt_h——油气的旅行时差

对于含泥质水层，其孔隙度ϕ''为：

$$\phi''=\phi-p_{dis}-p_{lam+str}\cdot\frac{\Delta t_{sh}-\Delta t_{ma}}{\Delta t_f-\Delta t_{ma}} \qquad 5\text{-}39$$

式中：p——岩性组分含量；脚标dis表示分散泥质；lam表示层状泥质；str表示结构泥质。

对于含泥质油气层，其孔隙度$\phi'''=\phi''/(1+S_h\frac{\Delta t_h-\Delta t_f}{\Delta t_f-\Delta t_{ma}})$ 5-40

在实际应用中，大多使用5-39和5-40。为简化起见，常设$P_{lam+str}=0$，这样5-39式便可简化为$\phi''=\phi-p_{dis}$。

在上述公式中，岩性组分含量数据，一般由岩心分析得出。在无钻井时，可用其它地区的资料近似代替。

4. 压实校正：WYLLIE公式适用于充分固结压实的岩石。对于疏松岩石或欠压实岩层，由于未得到充分压实和固结，使测量的时差增大，所求孔隙度亦偏高，因此需作压实校正。

压实校正通常也用乘校正系数的方法：

$$\phi_j=\phi/cp$$

式中：ϕ_j——校正后的孔隙度

cp——压实校正系数

压实校正系数通常从统计实测孔隙度与理论孔隙度之间的相对误差求得。

5. 方法与实例：上述各项校正似乎非常繁琐，在实际工作中，并不要求全部都作，相反，应根据实际情况作某些删减。如在一个高能环境中形成的分选良好的砂岩地层中，泥质含量不会太多，便可略去泥质校正。

在钻井较多的地区，也可作完其中一，两项校正之后，将剩下的复杂校正用统计学方法完成，再用钻井资料进行标定。其方法通常是对井旁速度谱算出的孔隙度数据与钻井岩心的实测数据进行统计分析，得到两种数据间的平均差。如图5-40和5-41是两口井的统计分析图。图5-40表示地震计算孔隙度与钻井实测孔隙度间大体是吻合的。这时可以把地震预测孔隙度直接算成测井孔隙度。用图5-41为从中子伽玛和密度测井孔隙度与声波测井计算孔隙度间的

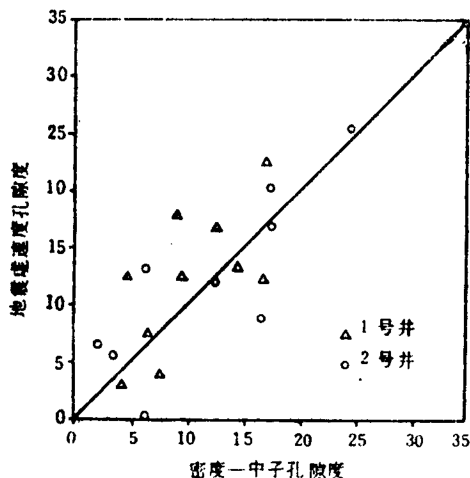


图5-40 地震孔隙度—测井孔隙度对比

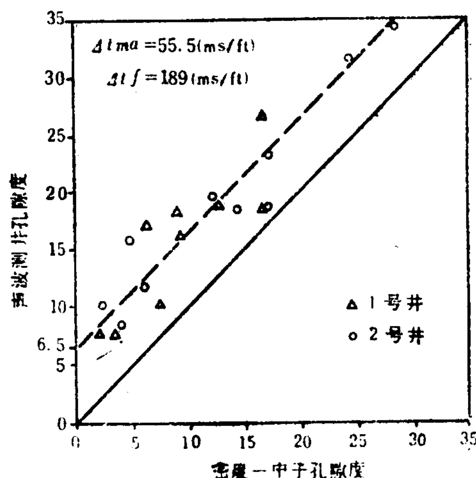


图5-41 声波测井孔隙度与密度孔隙度间的对比

比较。结果表明，声波测井孔隙度比密度测井孔隙度高6.5%，于是使用中应加以扣除。

图5-42表示一条由详细的地震地层解释而得到的孔隙度分布剖面，孔隙主要发育于2.2—

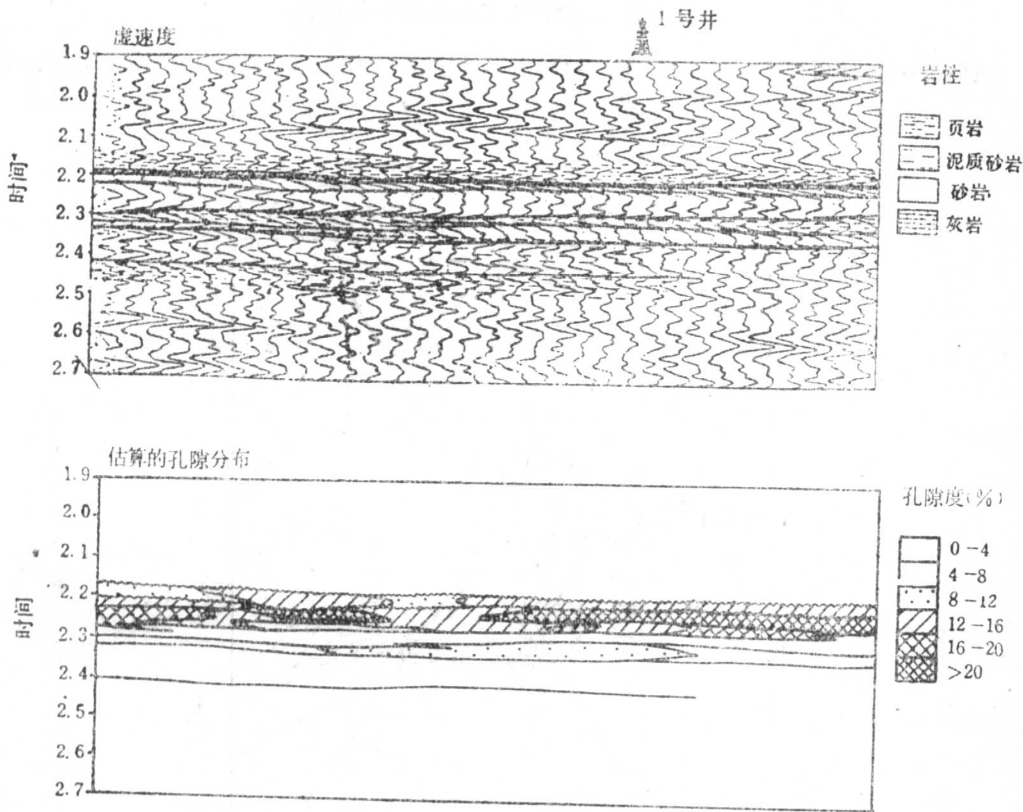


图5-42　地质解释与孔隙度分布剖面

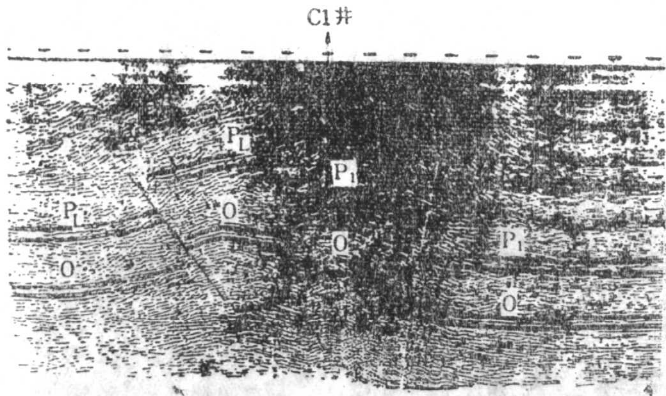


图5-43　常规方法处理的迭偏剖面

（据杨智仁*，1984）

2.3s的砂质岩层中，其孔隙度分为六类，从零到大于20%，从图中可看出，孔隙度主要发育于构造顶部，向侧翼孔隙度逐渐减小。

---

*杨智仁——陡构造冲断层下盘迭掩带的构造形态——三届石油物探学会论文

上面概述的砂岩孔隙度预测方法，同样可以用于预测碳酸盐岩孔隙度。

（三）速度分析在构造解释中的应用

速度分析同样可以用于构造解释，如利用层速度资料恢复地下真实形态等。用图5-43是

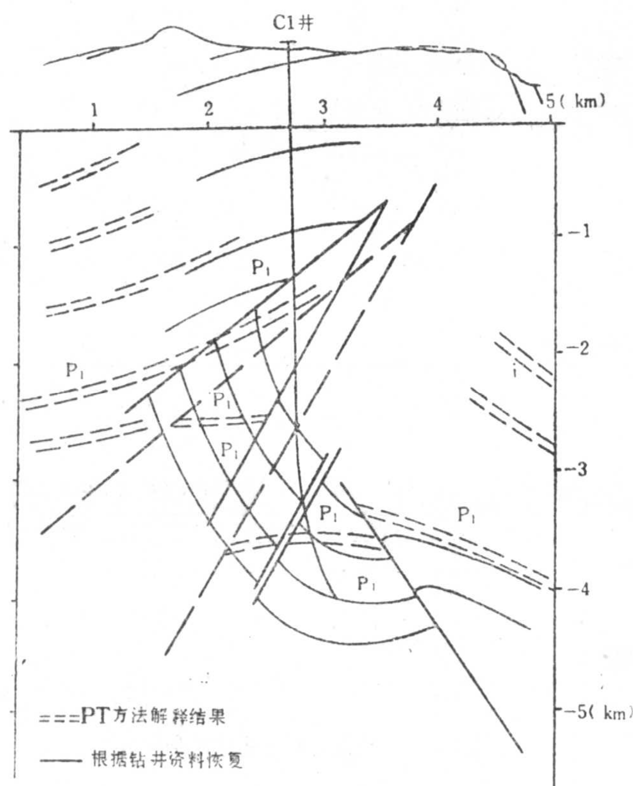


图5-44 地震解释剖面与钻井对比剖面形态之比较

（据杨智仁*，1984）

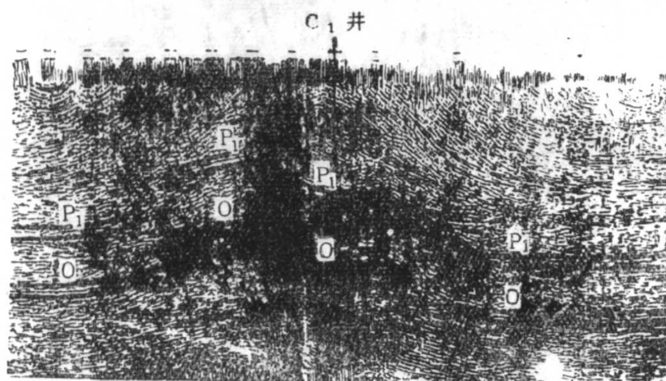


图5-45 用迭偏等效速度处理的迭偏剖面

（据杨智仁，1984）

* 杨智仁——陡构造冲断层下盘迭掩带的构造形态——三届石油物探学会论文。

常规方法处理的迭偏剖面，其中清楚地显示出一个背斜。c_1井钻探结果表明，该背斜并不存在，界面深度偏低数百米，以后相继又有两口钻井失败，其原因都是层位不对。

图5-44是根据对比钻井资料所得剖面与图5-43的解释剖面形态之比较，由图可看到，牵引向斜被歪曲成一个背斜。其原因是老地层压于新地层之上形成了“速度反转”，使地震剖面上发生形态畸变所致。

图5-45是用精细速度分析重新确定偏移速度。并综合模型研究后，用从模型迭代得到的迭偏等效速度进行偏移和用层速度作时间——深度转换，而后得到的迭偏时间剖面。它真实地反映了地下岩层的真实形态，图5-43中的简单背斜变为一向斜一背斜（图5-45）。

此外，在地层形态不清，反射品质不好的地区，利用地震速度分析可以帮助解释地层层位，以确定地下构造形态。图5-46是北祁连逆冲断裂带的一条深度解释剖面，该剖面反射品

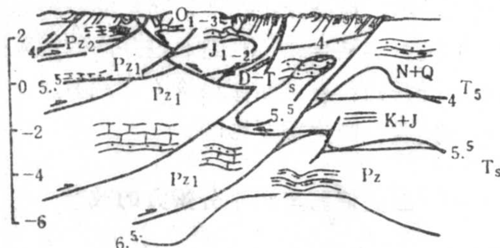


图5-46　深度解释剖面

（据陈开远*，1987）

质较差，各地层单元反射特征不清，地震解释中主要根据地面剖面向下延拓和层速度分析来确定地层单元，而后绘出它的解释剖面。

* 陈开远——层速度在复杂构造地区地震解释的应用——全国第一届石油物探中、青年新秀学术讨论会论文。

第六章　三维地震资料解释

一、基本原理

三维地震是通过三维空间的采样、处理与分析，从三度空间中研究本来就是三维的地下地质体的空间变化，又通过彩色显示，提高分辨能力，它是地震勘探技术上的重大突破。三维地震勘探与钻井、测井资料的进一步结合，特别是通过井间的激发与接收（层析成象），将使地震地层学发展到从盆地分析开始、直至油藏评价（油藏描述）的一套完整的系统工程。它将对油气勘探和地质学的发展，产生重要影响。

（一）三维偏移与水平分辨力的改善

偏移有三个功能：①恢复倾斜地层的原始位置；②使覆盖在Fresnel带内的能量集结；③消除点源或边角上的绕射。然而，由于地震是在三维空间中传播的，因此，只有三维偏移才能充分发挥上述功能，二维偏移虽然可以改善剖面质量，但要彻底消除侧面波影响是不可能的。图6-1是共深度点叠加、二维偏移和三维偏移剖面的比较。由图看出三维偏移的效果最好。

三维偏移的精度取决于速度场、信噪比和偏移口径及采用的方法。为保证三维勘探的质量，必须有足够的共深度点密度，采用适当的偏移口径（migration aperture）和适当的叠加次数。三维勘探要求在整个勘探面积上均匀分布采样，以便查明地下的曲流河道、砂坝等沉积现象。一般采用的深度点距为12至100m。见图6-2。纵向及横向采样点的间隔要按照地震波频率的大小而定。依采样定理，必须保证每个波形都采到样。对最高频的波形，每个周期必须有两个样，最好是三个样，以避免仪器不完善造成的误差。例如最高频为83 Hz时，其每个周期为12ms，则采样间隔应为4ms。采样点过稀将引起假频。此外，对于倾斜地层，也应加密主排列的点距，以避免地震资料中出现假频或假倾角。表6-1为不同倾角和不同地下采样间隔（深度点距）下出现假频的最高频率限制。

（二）数据体的概念

应当把一块三维勘探面积下三度空间密集采样的所有数据作为一个数据体，并对它进行三维处理、显示和解释。人们可以通过在三度空间中均匀采样的数据体，直观准确地了解任何方向、任何部分的变化。目前，最通用的方法是在三个相互垂直的方向上作出一系列二维切片，切片上用人为规定的色标表示出不同地震道属性。切片的常见方向有顺测线方向的垂直切片（线切片），与之垂直的切片（断切片）、水平方向的切片（水平切片、地震露头切片、时间切片）、与测线方向斜交的斜切片，弯弯曲曲连接各井的弯曲切片和平行地层层面的地层切片或地层露头图。例如图6-3。事实上，各种切片工作是在计算机内实现的，并

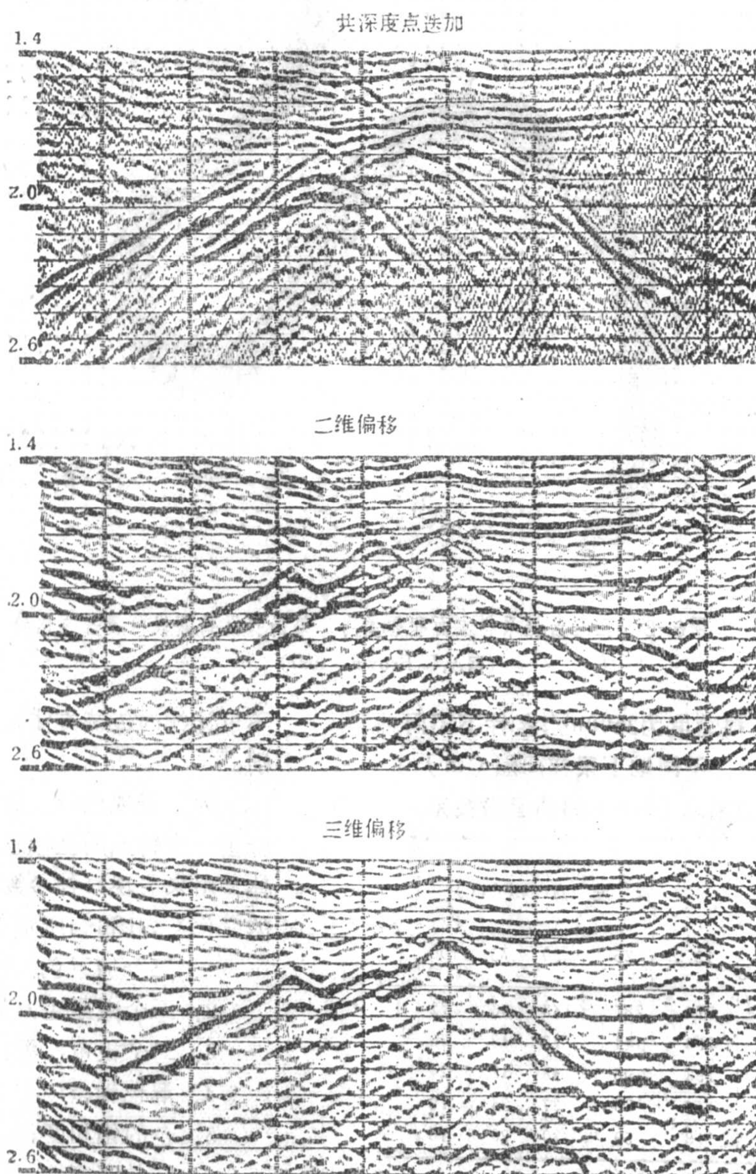


图6-1　一个古潜山地震剖面三维偏移前后的比较

(据A.R.Brown，1987)

把它显示在屏幕上。解释人员可以根据自己的需要，随时调整色标、随意选择切片位置与方向。

（三）彩色显示

彩色显示是地震技术上的一个重大进步。传统地震剖面都是用黑白两种色调显示的，多数再加上地震道迹线。其所能显示的差别是很有限的。但是，人们的眼睛对于色彩的反应十分敏感，可以区分上百万种色差。因此，改为彩色显示就等于增加一种新的量纲，可以察觉

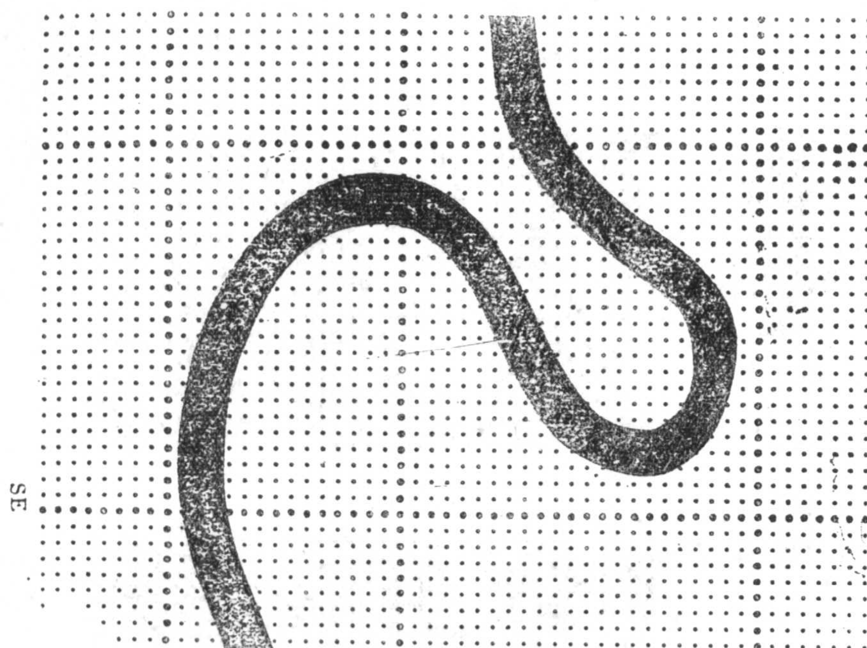


图6-2 三维勘探采样点面积覆盖与二维勘探五条测线网覆盖的比较
(据A.R.Brown, 1987)

表6-1 均方根速度为2500m/s条件下不同倾角（度）、不同地下采样间隔（m）出现假频的频率（Hz）间的函数关系

频率(Hz) \ 倾角(度)	深度点距(m) 12.5	25	50	75	100
5	574	287	143	96	72
10	288	144	72	48	36
15	193	96	48	32	24
20	146	73	37	24	18
25	118	59	30	20	15

不可计数的传统方法无法察觉的差别。

为了表现色彩上的差别，人们设计了一个特殊的坐标系——彩色立方体，用来表现11种参数的关系和它们的变化（如图6-4所示），它们是：

1．三个加原色：红、绿、兰；

2．三个减原色：品红、黄、青；

3．二个极色：黑、白；

4．混色轴；

5．色的饱和度；

6．色的密度。

上述参数中，八种颜色占据立方体的八个角，其中没有任何颜色是黑色，所有颜色加在一起是白色。黑白色调的调配通过纵向密度轴来实现。色彩的混合调配通过旋转混色轴实现。混色的饱和度通过色彩点距离中心轴的距离（饱和度坐标）来实现，立方体表面的饱和度为100%，中轴上的饱和度为零。彩色立方体的每个表面上划分17×17＝289个小格，彩色体表面共有1734个色级，整个立方体共有4913个色级差。人们可以在计算机上通过混色轴、饱和度轴、密度轴，取得任一点应显示的色彩。图6-5为彩色立方体一侧的面貌。

目前计算机解释系统中采用的彩色基本有两种：反差色和递变色。反差色要求色彩间对比度清晰，多用于构造解释。递变色的色彩间差别小、层次多，多用于地层解释。为了突出研究对象，还可以赋予它特殊颜色。彩色显示的关键是配好颜色，选好每种颜色代表的数值

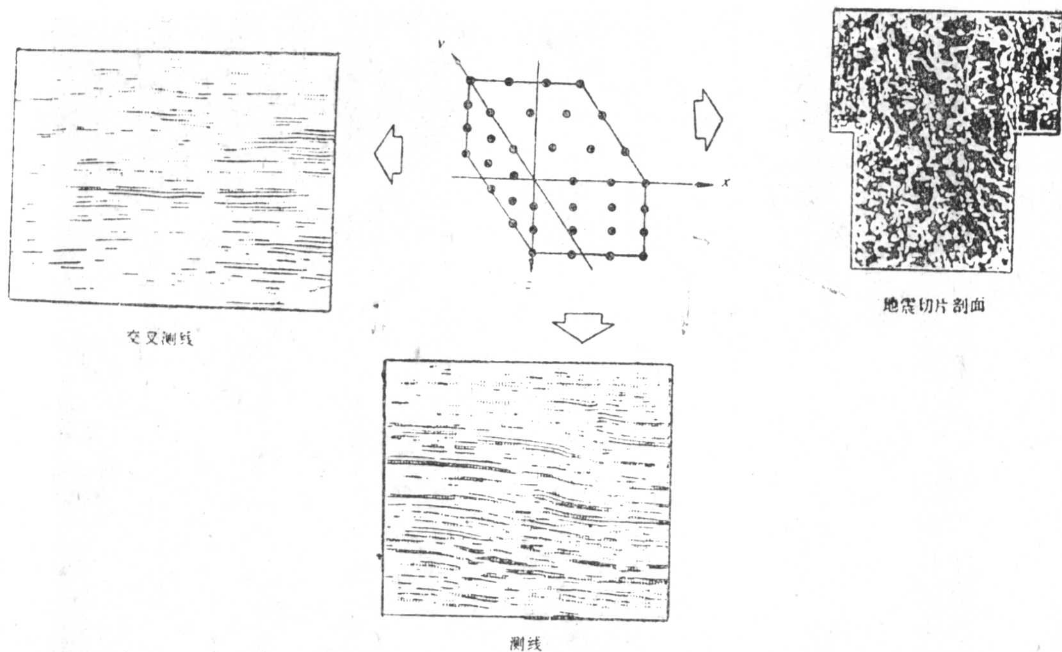


图6-3 三维地震解释中常用的三种切片
(据A.R.Brown, 1987)

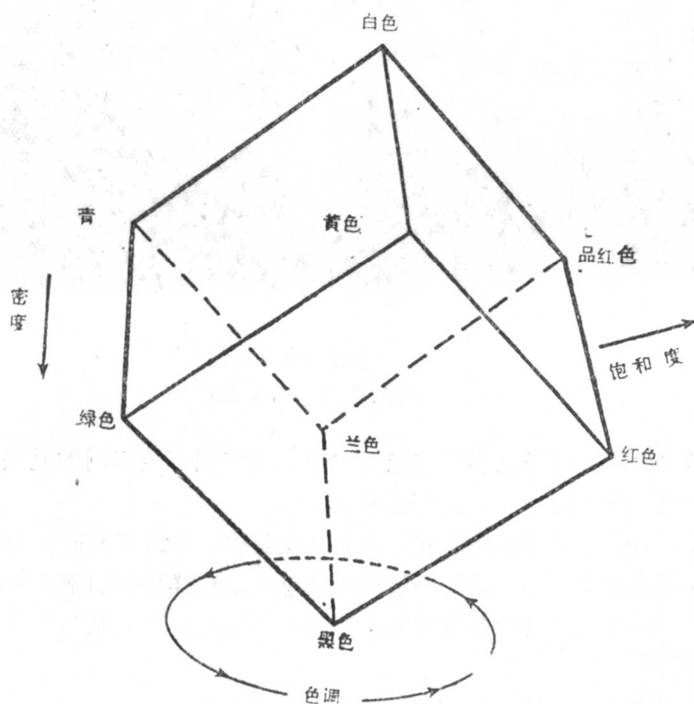


图6-4 表示彩色显示参数的坐标系——彩色立方体图解
(据A.R.Brown, 1987)

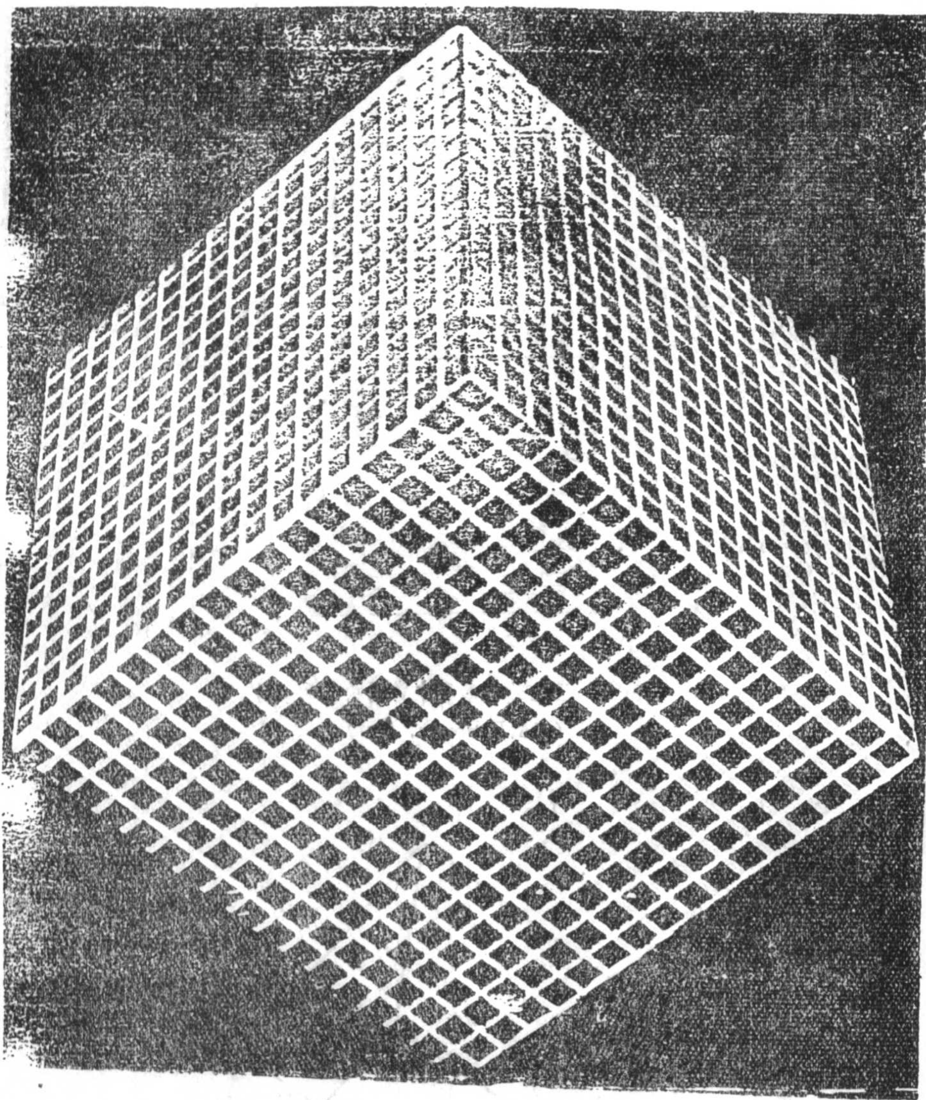


图6-5 彩色立方体上的色彩分级
(据A.R.Brown, 1987)

范围、确定色彩的数目、排好色彩间的先后次序，确定相邻色彩间的反差和选好显示比例尺。以便使之既能输出有用信息，又有艺术感。

在地层学研究中，为了区分地震波形上的细微变化，常常把欲研究的波峰与波谷赋予不同的颜色，并依其振幅的大小，设计一定级别的色差，这样显示的剖面可以增加许多信息，察觉出黑白显示中所不易察觉的多种现象。如图6-6所示。其中上图为彩色显示，下图为黑白显示。

除上述彩色立方体方法外，还有其它的彩色分级方法

（四）零相位子波的意义和判识

既然彩色显示是通过研究波形的微细变化极大地扩大信息量，所以选择最合理的地震子

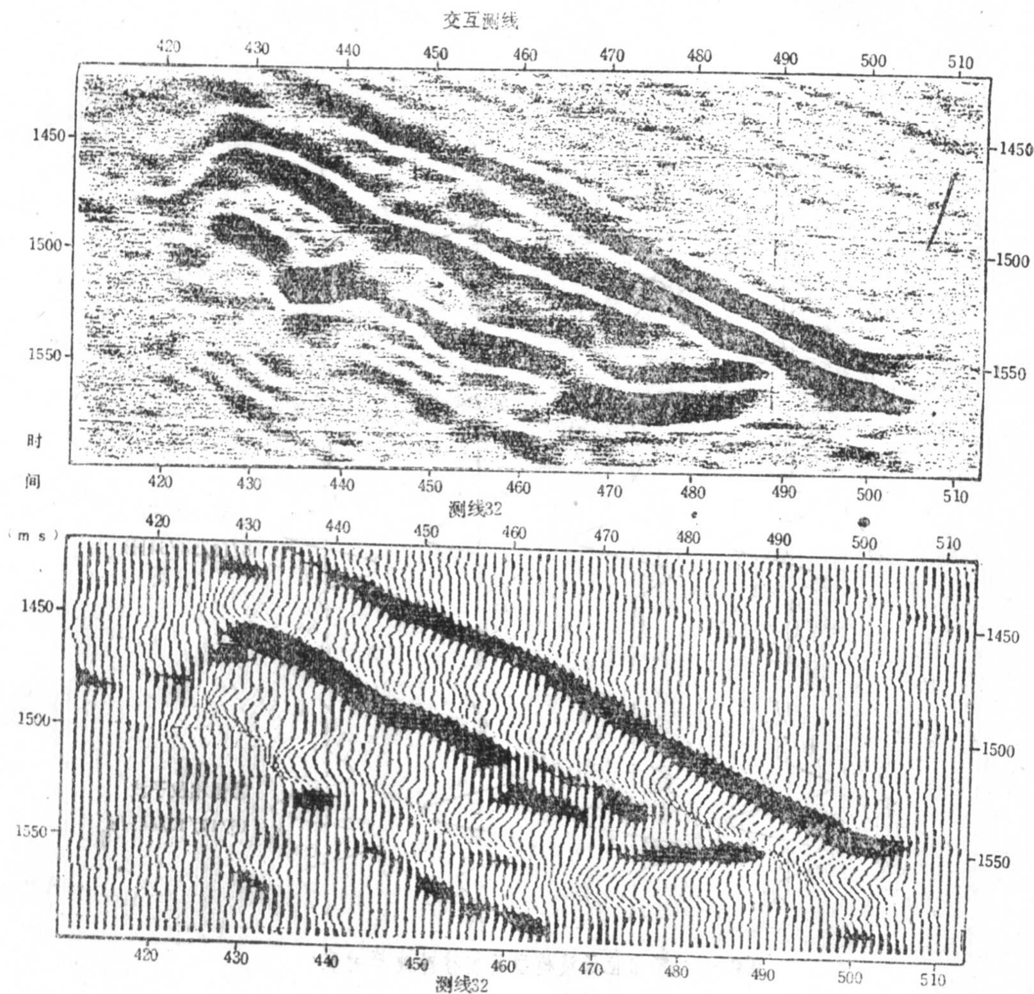


图6-6　递变式彩色显示（上）与黑白显示（下）效果的比较
（据A.R.Brown，1987）

波并把它们归一化、规范化，就成了地震资料处理中的关键问题。

人们最喜欢采用零相位子波，因为它的波形对称，最大能量集中在中心波瓣上，这个中心波瓣与地质界面重合便于追踪，而且由于零相子波形态最明确、不含糊，所以，与其它类型子波相比，其分辨率最高。因此，解释人员在解释前，总是先要检查经过反褶积和子波处理过的地震资料是否真的达到了零相位条件以及它的信噪比和动态范围如何。

图6-7是零相位子波模型。第一个是24.5Hz ricker 子波，第二个是低陡度下经过2.3倍频程带通滤波得出的零相位子波，第三个是高陡度下经过1.3倍频程带通滤波得出的零相位子波。三个子波的中心波峰与第一侧波瓣的距离均为16ms。ricker 子波除第一波瓣外，没有侧波瓣。第二个子波的侧波瓣很低。第三个子波的侧波瓣较高。当把上述子波分别相移30°、60°和90°发现，当相移30°时，三个子波都有畸变，但其上部侧波瓣变化不大。当相移60°时，畸变加大，很难确定其主峰值究竟是波峰还是波谷。当相移90°时，相当于反射界面的零值线恰好通过最大波峰与最大波谷之间，且振幅相等。

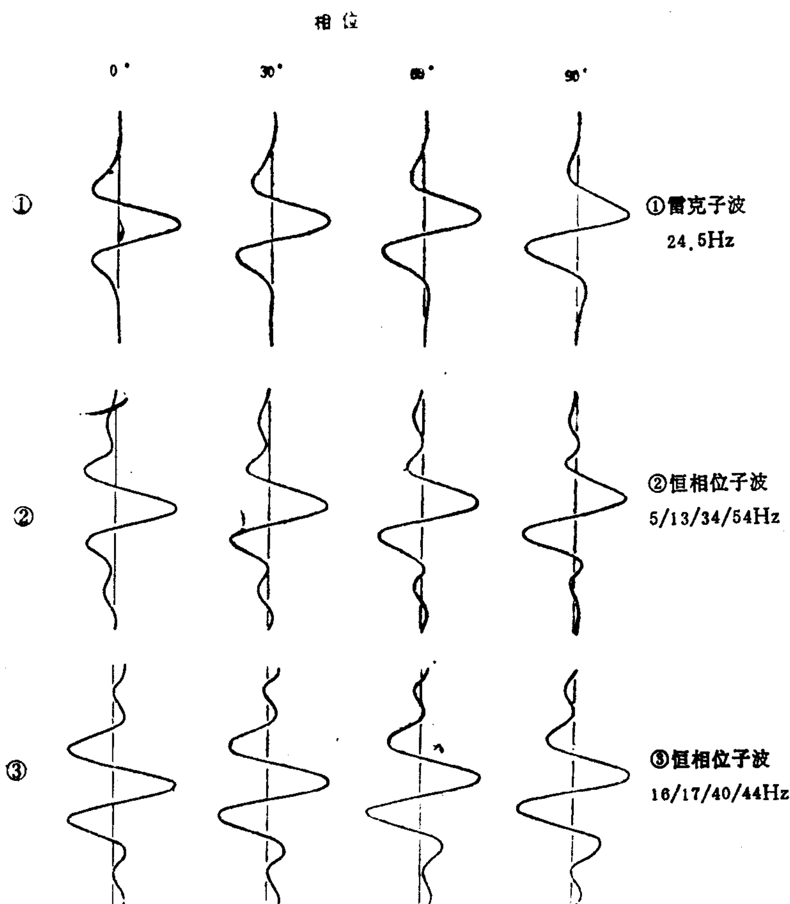


图6-7 零相位子波模型及相移对波形的影响

(据A.R.Brown，1987)

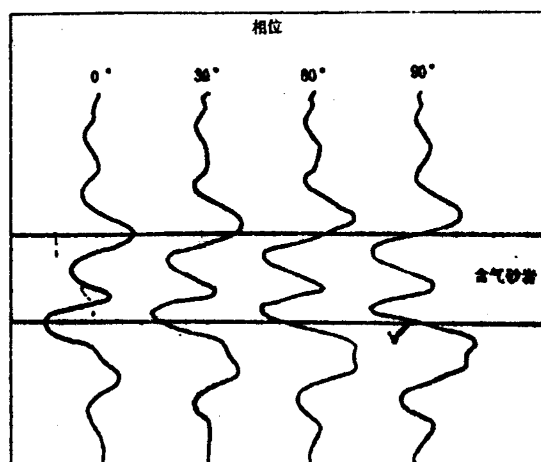


图6-8 相移对一含气砂岩顶底界面实际地震道的影响

(据A.R.Brown，1987)

图6-8为一低速含气砂岩的实际地震道。无相移时，含气砂岩的顶底恰好是相应的波峰与波谷。有相移时，则发生畸变。

检查实际地震资料是否真正达到了零相位，最好是选择一个相邻平行界面的干扰少、没有多次波，信噪比高的强反射.把它看作一个单一界面,并作检验的标准。可供选择的有基岩顶面，灰岩标准层，最好的是与地层斜交的平点。如果波形对称，侧波瓣很小，就说明了资料处理已经达到了要求。彩色显示方法对判断是否达到了零相位也有影响。经验表明，递变彩色显示法的效果最好。

二、三维地震资料的地层学解释

三维地震资料的数据量极大。它的解释工作必须通过地震露头解释台或人机联作工作站进行。在这两种计算机系统的支持下,解释人员可以象看电影一样,随时调出各种水平切片、垂直剖面，仔细追踪某一层面的空间变化。在详细研究振幅变化的基础上，把构造现象与地层现象区分开，并作成各种解释图件。整个工作都在监示器上进行，最后成果由照相、打印机、绘图仪完成。研究过程中，可以随着解释人员对资料认识的发展，随时重复、修改、完善业已形成的概念，极大地提高了工作效率。图6-9、6-10为地层露头解释台和人机联作工作站的工作流程。整个过程大体可以划分为浏览、剔除构造现象（或构造解释）、地层学解释（必要时，加入油藏描述）、成图几个阶段。

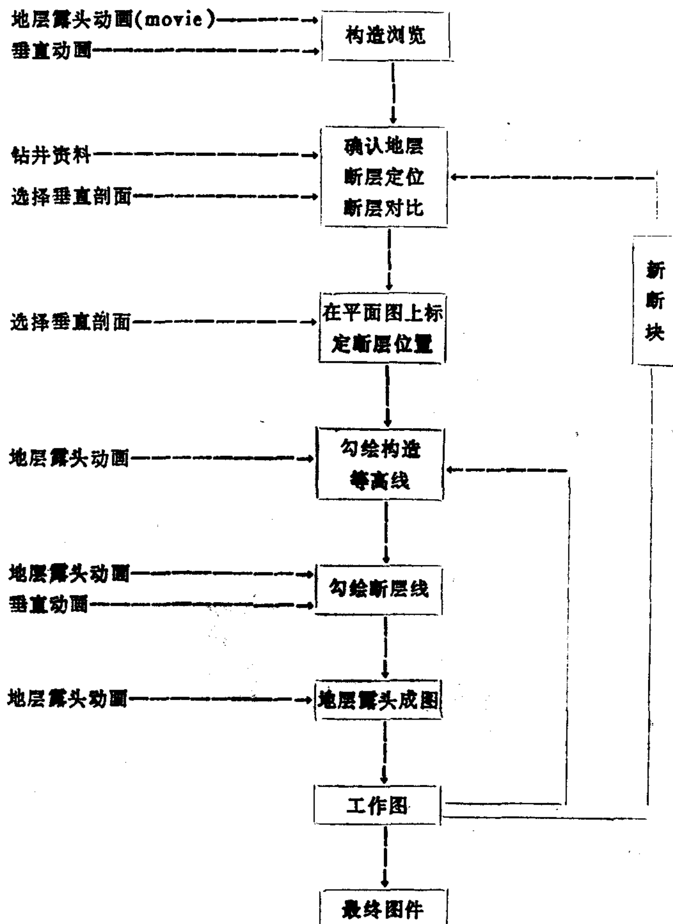


图6-9　地层露头解释台三维解释的大致工作流程

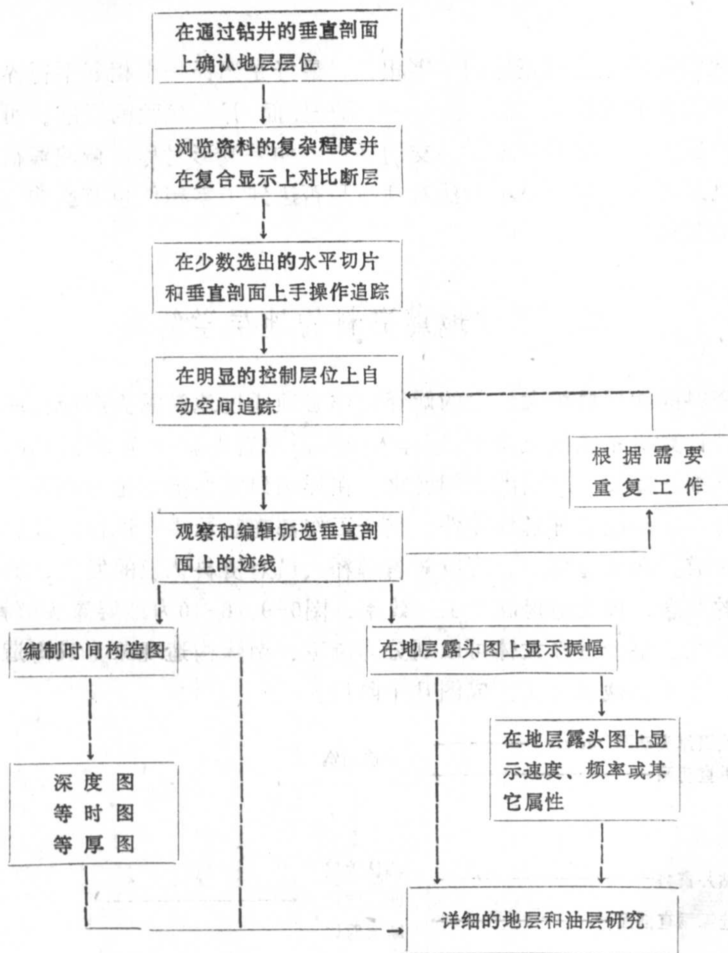


图6-10　使用人机联作工作站进行三维解释的流程

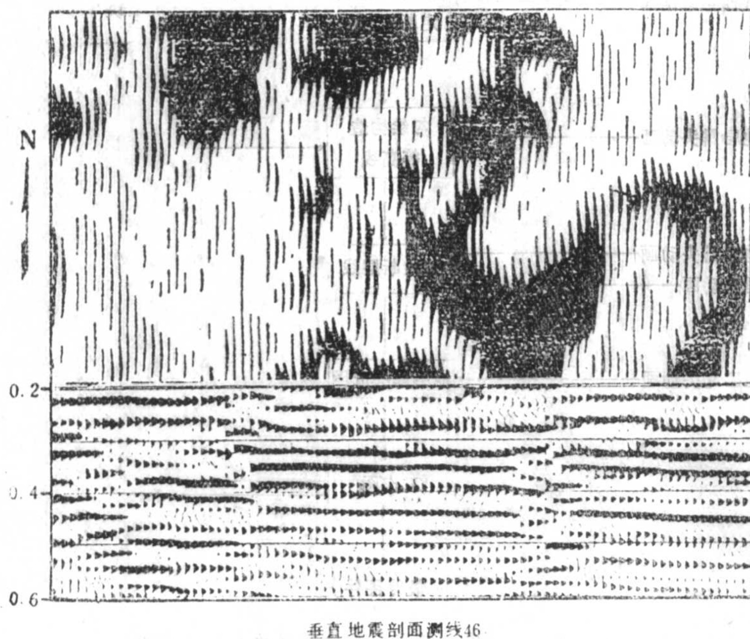


图6-11　泰国暹逻湾西北部的一段地震剖面及其196ms处的水平切片
(据Texas Pacific 公司)

在三维地震资料中，一切与构造无关的特殊形态、特殊反射，都可以用地层学和沉积学概念从沉积作用、侵蚀作用和岩性变化（包括成岩变化）方面加以解释。最常用的解释手段是水平切片。通常每2ms或4ms作一个切片，然后通过顺地层层面追踪的方法，勾绘出各种地层现象。如图6-11为泰国暹逻湾西北部海上的一段中新统地层的垂向地震横剖面和在196ms处切出的水平切片。由地震剖面中只看到一些断续的反射，无法作出地层学解释。但在水平切片中，可以看到一个弯曲的河道。依同理，在同一地区同一层段不同深度处的水平切片分析结果表明，该区中中新统——更新统地层中，发育了一个三角洲，并确切地勾绘出三角洲体系上发育的河道、泻湖和各类沙坝。见图6-12。水平切片在勾绘地下潜伏的潜山、岩溶地貌、火山口、岩浆岩体、盐丘礁块等上，也有出神入化的惊人效果。

当地层倾角明显时，构造现象和地层现象不易在水平切片上分清，容易造成错误解释。

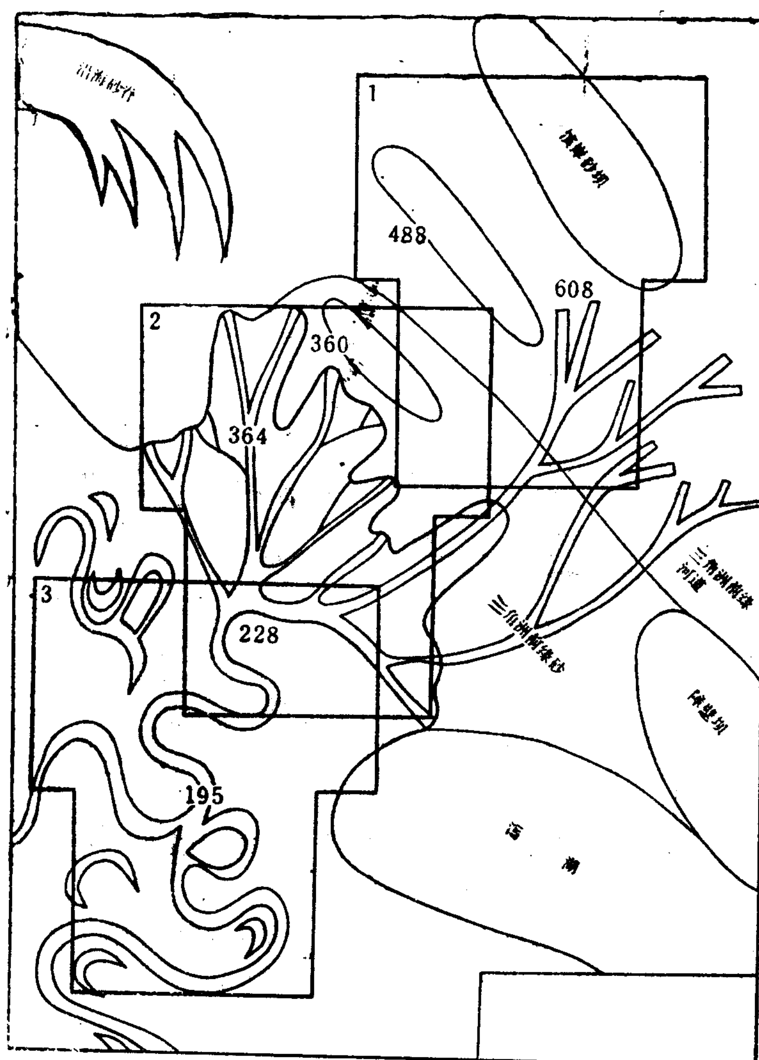


图6-12　泰国暹逻湾西北部中中新统—更新统沉积中的三角洲及其伴生砂体

（据A.R.Brown，1987）

此时，一种办法是在目的层段进行密集水平切片，在平面上追踪特殊振幅异常的平面变化。一种办法是将目的层段拉平，再作水平切片（此时称地层露头切片）。例如图6-13为墨西哥湾一个三维探区内的两条地震剖面。剖面中显示了高振幅的（暗色）异常。在将它拉平并作成地层露头水平切片后发现，它们是一个带有盲分枝的河道砂（见图6-14）。

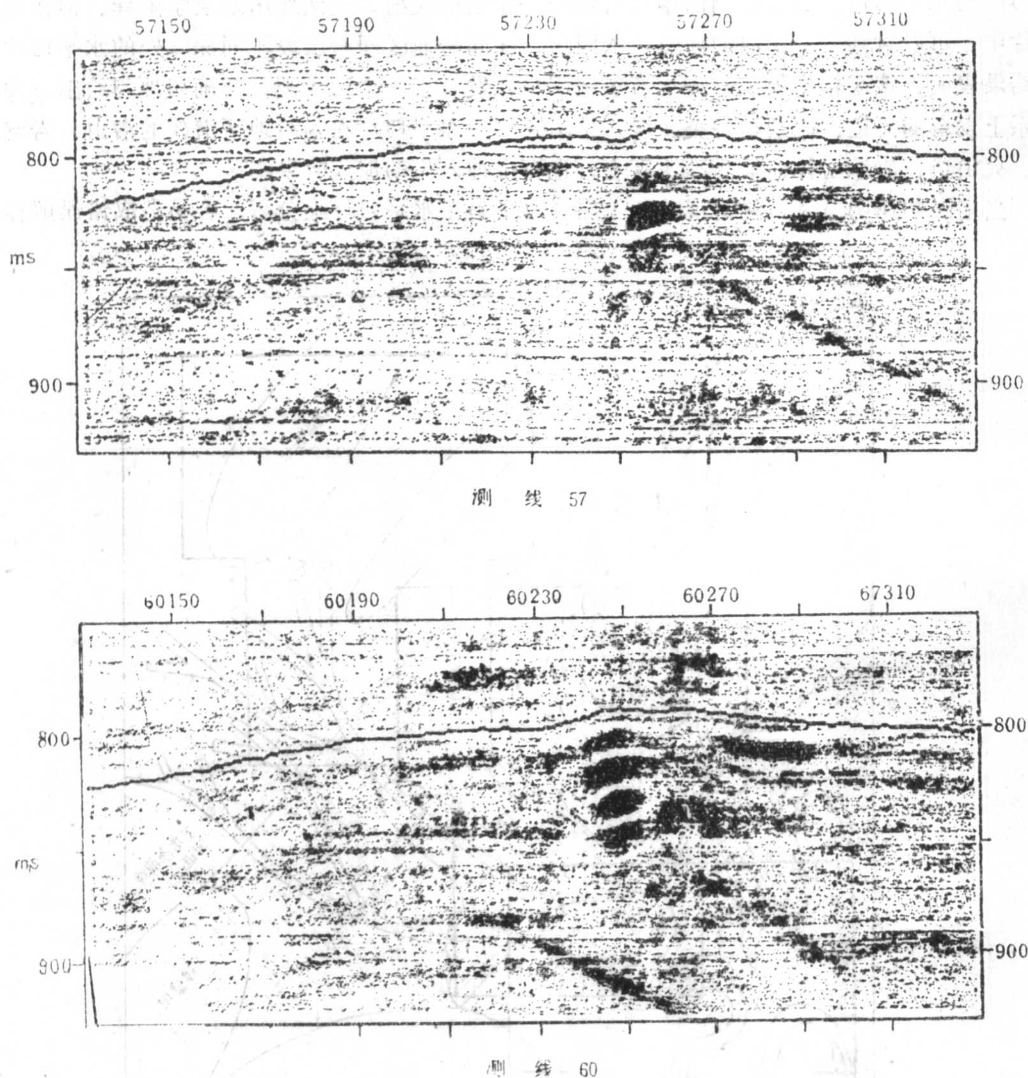


图6-13 墨西哥湾一个三维探区内的57及60号地震剖面
(据Chevron 公司)

三维资料的进一步地层学解释是识别油气藏和研究储油层的物性变化（油藏描述）。这方面的内容在第三、第五章已经作了叙述，这里不再重复。

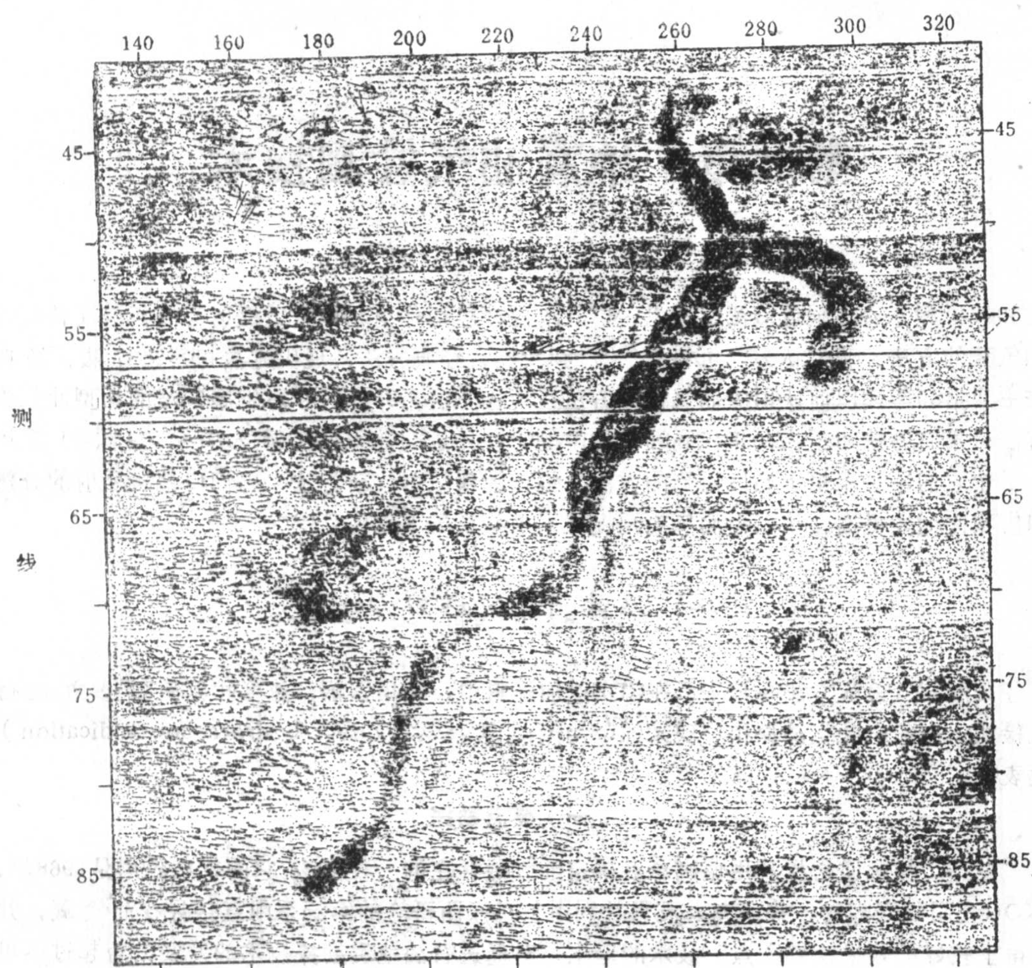


图6-14　与上图同一地区的地层露头切片，图中显示出河道
(据Chevron 公司)

第七章　地震油气检测技术

油气检测（通称碳氢检测）技术，广义地说，包括任何利用地震反射（或折射）特征寻找油气藏的方法。我们认为，可将它们分为3大类，经典方法、现代方法和其它方法。经典方法主要指80年代以前使用的油气检测方法；现代方法指80年代以后发展起来的新型油气检测方法；其它方法则泛指70年代到80年代中的一些先进的地震勘探新技术、新方法和新思想，虽然它们不是专用于油气检测的方法，但作为新技术、新方法，它们使地震反射的分辨率和信噪比大大提高。从而为油气检测提供了一些新的地震信息。

一、经典的油气检测方法

经典的油气检验方法多是基于在CDP迭加资料中，利用振幅、速度和频率3类参数进行油气检测。它们以亮点勘探和“狭义的”油气检测技术（direct hydrocarbon indication）为代表。

（一）亮点勘探

“亮点”技术通常指利用振幅参数确定油气藏存在的一种方法。它的首次应用是1968年，EXXON公司研究部的一些研究人员当时利用它在墨西哥湾的第三系中直接寻找油气藏，并且取得了较好的效果。“亮点”技术的诞生，对促进石油地震勘探技术的发展，曾起过不可磨灭的重要作用。

1．“亮点”的形成原理：在沉积盆地的砂泥岩层系中，地层界面的反射系数通常很小一般小于0.1（表7-1）。但是，当地层中含丰富的石油或天然气时，由于油气的速度比水

表7-1　地层界面的反射系数

岩　性	孔隙度(%)	速度(m/s)	密度(g/cm³)	波阻抗(g/cm³×10³)	反射系数
泥　岩		3200	2.4	7680	
含水砂岩	40	2425	2.0	4850	−0.226
	25	3051	2.24	6834	−0.058
	10	3884	2.49	9671	0.115
	5	4394	2.57	11029	0.179
含油砂岩	40	2266	1.93	4373	−0.274
	25	2892	2.2	6362	−0.094
	10	3772	2.47	9317	0.096
	5	4321	2.56	11062	0.180
含气砂岩	40	878	1.69	1484	−0.676
	25	1198	2.05	2456	−0.515
	10	2118	2.41	5104	−0.202
	5	2986	2.53	7555	−0.008

低，更重要的是地层束缚水，在孔隙空间内形成许多油水界面或气水界面。这种混合流体的相界面对层速度有很大影响，它可使层速度大大降低，从而造成含油、气层与围岩之间的高反射系数（表7-1，图7-1）。它在地震剖面上会出现相应的强反射振幅，而在时间剖面负片

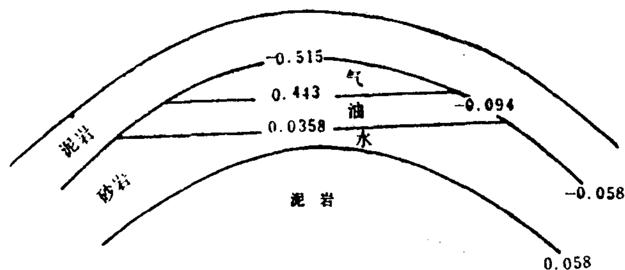


图7-1　油气藏各界面上的反射系数表示亮点出现的位置（ϕ=25%）

上则表现为一个透明的反射带，故称其为亮点（bright spot）或热点（hot point）。

2．亮点特征概述：一般认为，亮点反射有5个特征，它们是强反射振幅，偶极相位，极性反转，波的干涉和速度异常效应。这些特征中强振幅是最直观，也是最容易识别的特征。一般说，识别一个亮点应由此开始，但要确定一个亮点仅此一个特征是不够的，尚需综合其余4个特征进行分析判断。下面分别描述亮点的各个特征。

3．强振幅：这是最经典的特征。在普通时间剖面上，为一条粗黑的反射。图7-2是华北济阳坳陷的两条常规处理地震时间剖面，其中各有一个较清楚的亮点（图7-2箭头标处），其上的永55、永21井和永21-1均见到高产油气流。这种与油气层相当的强振幅，在当时被认为是最标准的亮点。其中永21井是作该测线以前打的，由于构造形态不清，未进一步钻探，得到601测线后，确定了油气藏亮点反射，在其高部位，又钻探了永21-1井，见到比永21井厚10m的气层。这个实例说明了亮点在油气勘探中的价值。如果使用彩色显示的振幅保持剖面，则可以更明确地表示出亮点的强反射。

4．偶极相位：所谓偶极相位，即反射同相轴的极性是一正一负成对的。含油气砂岩的顶面与泥岩的反射系数为负值，形成负极性反射。油水界面或气水界面处则为正的反射系数，形成正极性反射（图7-1），如此构成偶极相位特征。这种特征在彩色的视极性剖面上很容易观察到。如果用黑白剖面则需要作两张不同极性的地震时间剖面，然后将正极性剖面和反极性剖面进行比较、分析。

5．极性反转：上述偶极相位所指的是纵向上的极性特征。这里则指横向上的极性特征。地层层序通常是正极性反射的。当气层顶面的负极性反射侧向延伸到气藏以外时，地层的层速度值便会恢复正常值，而变成正极性反射。这样，在油气藏的边界处，就会出现地震反射的极性反转现象。图7-3是一个常规处理的时间剖面，其中显示了极性反转现象。

6．波的干涉：在正常情况下，相邻的地层产状是近于平行的。因此各种其它产状的干涉波都被作为干扰波而剔除。但在亮点剖面上，由于油水或气水界面常常是水平的，它会与倾斜的围岩或储集岩层面的反射波发生干涉现象。

7．速度异常效应（眼球效应）：由于油气藏的降速效应，下部各反射界面可见下压现象。如果是背斜油气藏，那么下压后，油气藏在时间剖面的上下凹构成眼球状。

永55井

632.225 633.425 635.825

1100

1700

2300

2900

永21井 永21－1井

009.750 010.470 011.190 011.910 012.630

1100

1700

2800

2900

图7－2 济阳坳陷的两个亮点剖面

（据王良全，1984）

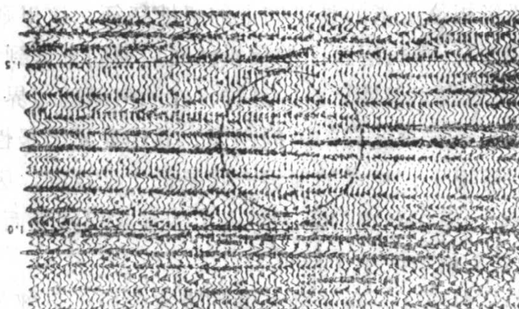


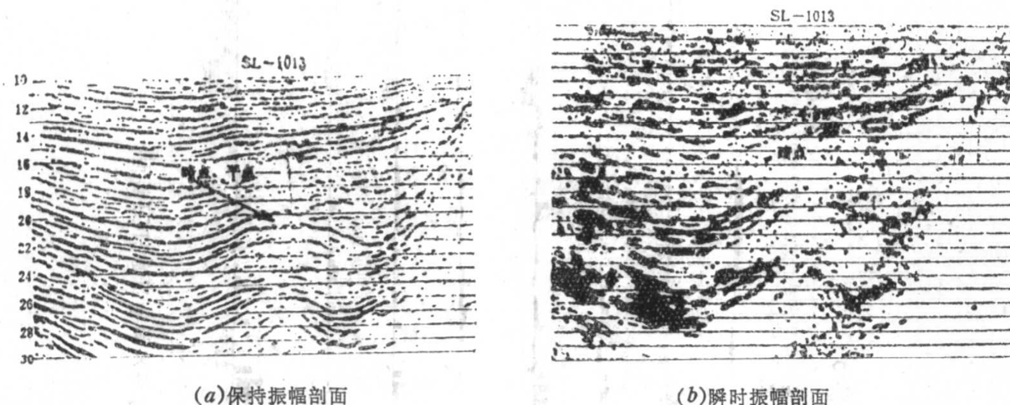
图7－3 极性反转

（据美国西方石油公司研究报告，1973）

（二）亮点的局限性与暗点

1．亮点的局限性：虽然六、七十年代亮点勘探曾掀起一股热潮，但冷静之后，人们发现许多气藏并没有亮点显示。如大港油田的唐家河气田，虽有很多高压气藏，却未发现任何亮点。从而人们认为亮点的应用是有一定局限性的。勘探实践告诉我们，“亮点”多出现于较浅的新地层中，在那些古老的，埋藏较深的气藏中，气藏的反射特征不是变“亮”而是变“暗”。它就是通常所说的“暗点”。

2．暗点：暗点是油气层顶面与泥质围岩间形成的一种很弱、甚至为零的反射，它在地震胶片上为黑色带故称暗点。图7-4是华北盆地束鹿坳陷的一条地震剖面。箭头所指处示出一个暗点以及与其相关的平点——一种近于水平的中等强度的反射，这大多反映了油水界面的存在。



(*a*)保持振幅剖面　　(*b*)瞬时振幅剖面

图7-4　SL1013测线的暗点与平点

由于暗点是一个非常弱的反射，在地震资料上并无多少明显的特征，故使用不多，通常是与其它方法配合进行油气检测。

（三）“狭义的”油气检测技术（HCI）

它是70年代中从国外引进的一种地震资料处理技术。英文原意为“用地震直接检测油气”，中文简称为油气检测或碳氢检测。在此为与广义的油气检测方法相区别，称其为“狭义的”油气检测技术或用其英文缩写“HCI”。

1．HCI的原理与标志：岩石内充填的流体类型势必会影响着岩石的弹性性质。图7-5示出充填物对岩石速度的影响，根据这些变化，可以从弹性性质反演岩石内的流体成分。Domenico（1977），Walkin（1972）等人曾对岩石的弹性性质作过系统研究（参见图5-3、5-4和5-5）。结果表明，含水和含气时弹

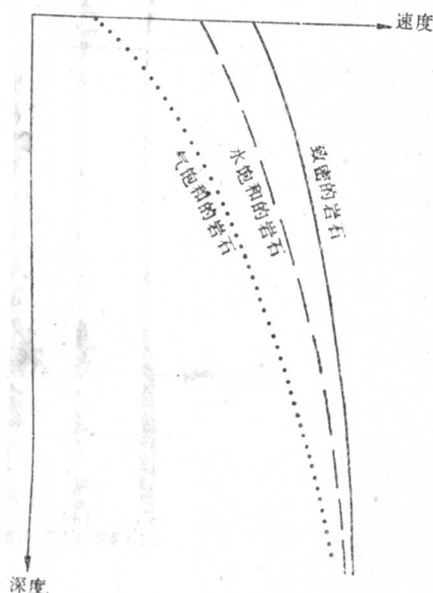


图7-5　不同的充填流体对岩石速度的影响

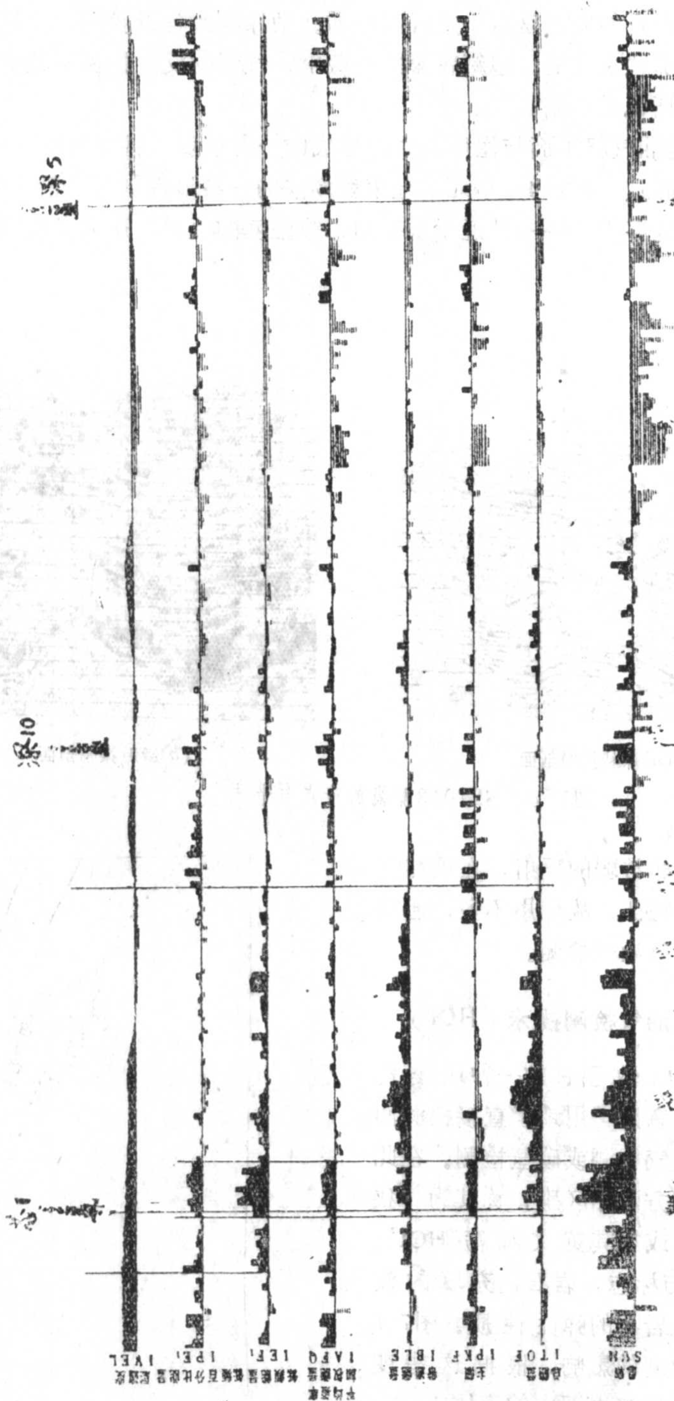


图7-6　青海冷湖油田的HCI剖面

性参数有很大变化。上述变化的检测即为HCI的基本原理。

从上节的论述可知，亮点勘探基本是立足于振幅参数之上的，HCI技术则较全面地使用了振幅、速度、频率这三大类参数。虽然不同的地震资料处理系统使用不同的HCI参数，但均可将其归为如下三大类标志。

①频率标志：根据沿测线目的层时窗的频谱（或功率谱）变化特征，寻找峰值频率明显变化的反射层段，一般多以低于12—16Hz为烃类检测门限。

②振幅标志（能量标志）：根据测线上目的层段的振幅谱特征，如频谱总能量，第一低频（10—15Hz）能量百分比。第二低频能量百分比带宽能量，能量峰值频率等，研究振幅变化，寻找低频高能量反射，有条件时可以配合亮点剖面进行亮点、平点及暗点检测。

③速度标志：通过对目的层段的精细速度分析，研究各界面的均方根速度、平均速度和目的层段的地层层速度变化，寻找顺层方向上的层速度降低部位。

2．HCI的解释方法：图7-6是青海冷湖西部油田的一条HCI剖面，它所选的层段是该区主要目的层之一——E_3^1段。图中最下面的一条曲线是综合曲线（SUN），它是上面诸条参数曲线归一化后综合得出的。作为一个初级解释员，首先应学会使用这条曲线。一般说来，综合曲线以向上为正，向下为负，而正异常愈高愈宽，说明油气藏存在的可能性愈大。反之油气藏存在的可能性愈小。

如果进一步解释HCI，则需了解综合曲线之上各条曲线，了解它们所用的处理参数，并通过实验室研究测定工区岩石的这些参数与油气含量的关系以及密切程度。这样可使我们在解释中不是仅使用一条综合曲线，而是综合地参考某一条或几条曲线，对综合曲线进行修正。也可在HCI处理中，对综合曲线的归一求和，加以不同的权系数，以适应工区的特性。

通过HCI诸参数的分析，可找出相对有利的正异常区，它们便是可能的油气藏发育区。

（四）HCI的应用实例

图7-6中有3口钻井，从综合曲线上看，蕊1井为高正异常，深10井为低正异常，深5井为负异常。从此可推断蕊1井为高产，深10井为低产，深5井应为干井。实际试油成果为：蕊1井获高产油气流，51.6吨/日；深10井获低产油气流，9.3吨/日；深5井为干井，它们与HCI的预测结果完全吻合。

图7-7是大港油田的一条HCI剖面。其上有938、10-3、10-4 3口井，均为高产井。938井日产78吨，10-3和10-4井均日产100吨。在其HCI剖面上可看到，除层速度参数（DVT）和低频能量百分比曲线（DQFL）的正异常不清楚外，其余参数在上述几口井中都有明显的正异常（见图7-7）。而层速度未见异常则可能和该区地层较老（下第三系中部），砂岩速度高于泥岩速度所致。

（五）HCI应用的某些限制

1．地震资料的信噪比要高：要想得到较好的HCI剖面，首先要有一个高质量的地震剖面，信噪比要较高，否则无法准确拾取目的层段。在处理上也应作好反褶积处理，提高分辨率，避免相邻层段的干扰。

2．HCI主要适用于较新的地层：与亮点勘探相似，HCI对新地层较灵敏，老地层中含油气后不会造成振幅增强的特征，也就使HCI三参数中缺了一项。一般认为，HCI方法对中生代以前的地层，应用价值是不大的。

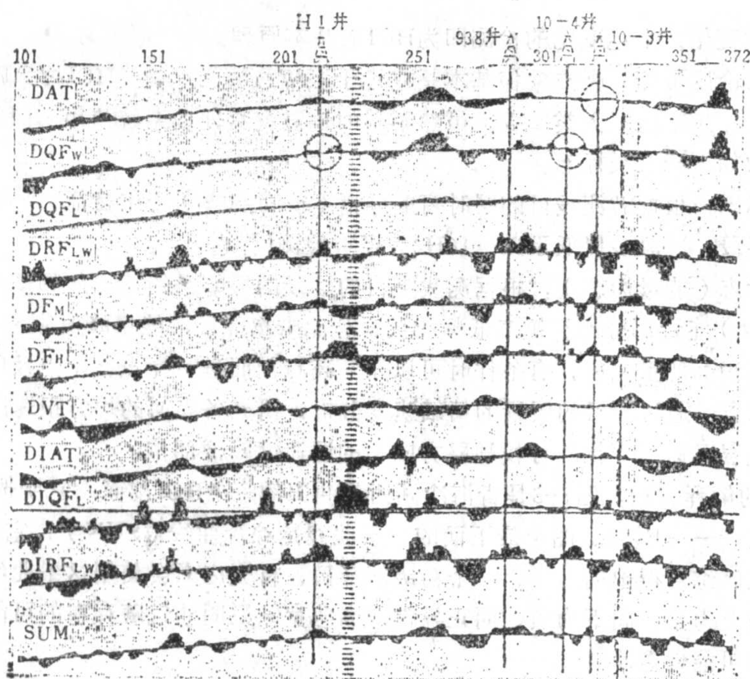


图7-7　大港油田81—13测线，HCI趋势剩余曲线

（据殷八斤，1985）

3．各参数的灵敏度不同：对于同一个地区来说，HCI各指标与油气的关系是不同的，据泌阳油田的岩心测量表明，在与频率有关的诸参数中，低频带通能量指标最灵敏，含气比含水砂岩相对变化44%，含油砂岩比含水砂岩相对变化22.6%，其次是带通总能量，其相对变化也在20%左右；而低频百分比及中值频率等标志，仅对含气砂岩有一定意义，对含油砂岩并无多大变化。指标中最不灵敏的是主频，含气砂岩与含水砂岩的相对变化仅7%。含油砂岩与含水砂岩基本相同。

4．HCI处理段的选择：首先，处理的时窗应该选准，时窗的大小也要合适，既不能漏掉含油层系，特别是构造侧翼的含油层系，又不宜选入过多的无油气层，因为它有冲淡油气层的作用。

其次除深度外，处理段长度也很重要，它不能过短，否则处理段可能未延展到油气藏之外。由于HCI指标是处理段内作归一化后显示的，这样便会把那些含油气较少的段作为处理段的基值。从而造成误判。

5．累计求和曲线可作适当改进：HCI与求和曲线计算时，可考虑乘以不同的加权系数，其依据是工区内某种参数反映油气含量的能力大小，对那些反映油气存在的主要参数，应乘以较大的加权系数，反之则乘以较小的加权系数。

6．储层物性和厚度应有一定的稳定性：它们的急剧变化能引起相位变化、振幅异常等HCI特征的突变。HCI处理时，会以这些突变为极大值，压低油气层的异常段，同时这些突变也常会造成HCI解释上的错误。这或许就是陆相地层HCI的效果不及海相地层的主要原因之一。

总而言之，碳氢检测是一项很有吸引力又很令人头痛的方法。它可以在钻井之前预测油

气藏的位置，并可指明油田边界位置。但有时它所指明的则仅仅是一些煤层或钙质层等。因此，我们必须清楚地认识到HCI是有一定应用条件的，不可滥用。它的成功率取决于地震解释人员对工区地质和地球物理情况的了解程度。在勘探高成熟区，常有较高的成功率。MOBIL公司根据70年代在墨西哥湾第三系油气区中使用HCI的成功率，得到如下统计表（见表7-2）。总的看来，其成功率是相当高的。他们认为，如此之高的成功率主要取决于解释人员对该区储层物性有详细的了解。

表7-2　HCI成功率统计

HCI级别	估计成功率	已占井数	成功的井数	成功率
1	>80%	77	65	84%
2	50～80%	81	44	54%
3	20～50%	73	36	49%
小	计	231	145	63%

二、近代油气检测方法

从前面的论述可看出经典的油气检测方法局限性较强，多适用于年代较新、埋藏较浅的岩层，80年代初以来发展的几种油气检测方法则有较广泛的适用性，尤其是对较古老的地层有一定的检测效果。这类方法大都处于发展之中，种类也较多，在此仅以振幅——炮检距变化分析和层间速度差分析两种方法为例加以介绍；最后简介几种其它的油气检测方法。

（一）振幅——炮检距变化分析

振幅——炮检距变化分析（或振幅—炮检距变化油气检测技术）的英文名称为Amplitude Versus Offset或Offset——Amplitude Variation，通常简称为AVO。它是80年代初开始使用的一项利用含油气砂岩反射振幅随共深度点（或共中心点）道集炮检距变化而变化的特征直接检测油气藏的方法。

1．AVO的基本原理：如前所述，亮点的诸特征中，强振幅是最典型、最直观，也是最容易出问题的特征。许多强振幅并不是由含油气层引起的，那么如何鉴别它们呢？AVO就是一种很好的方法。

随着横波勘探的使用和解释水平的提高，人们发现含油气层（尤其是气层）除速度之外，泊松比也与围岩有明显的差异，而且这种差异远大于纵波速度上的差异。在解决了测量等技术问题之后，泊松比便成为最诱人的油气检测参数，那些因速度异常形成“假亮点”的地层通常不具备泊松比异常。

据Zoeppritz反射系数方程计算，两种均匀介质之间界面上的反射特征（反射系数）由如下四个互不相关的因素决定：①界面上下物质间的纵波速度比；②界面上下的密度比；③界面之上介质的泊松比；④界面之下介质的泊松比。Keofeod（1955，1962）对泊松比与界面反射系的关系作过很有趣的研究。研究结果表明，当界面上下介质的泊松比不等时，在界面上下的纵波速度比和密度比不变的情况下，界面反射系数随入射角而变化。这一结论与CDP迭加的基本原理之一——反射系数与入射角度无关相抵触，当时并未得到充分的重视。只是80年代初以后，人们才认识到Keofeod研究的重要意义。

图7-8示出当界面上下介质的泊松比相等时，在地震勘探的入射角范围内，纵波反射系数基本为一常数，它是CDP迭加技术的基本原理之一。图7-9示出当界面上下介质的泊松比不等时，反射系数随入射角而发生明显的变化，而这种变化与界面上下介质的泊松比差成正

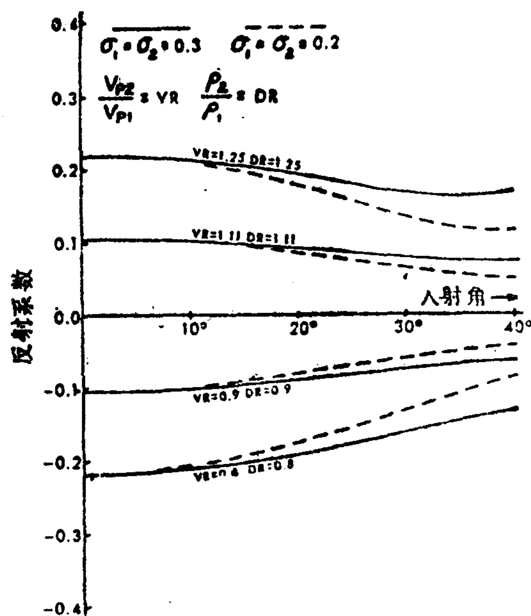
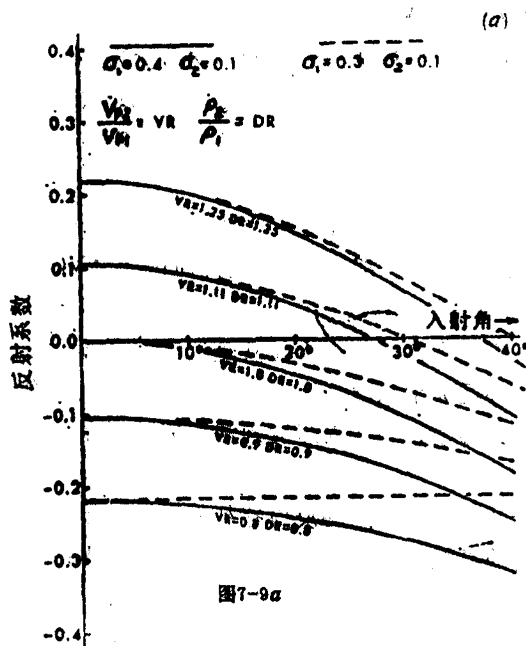


图7-8 界面反射系数——入射角变化曲线
(据Ostrander, 1984)



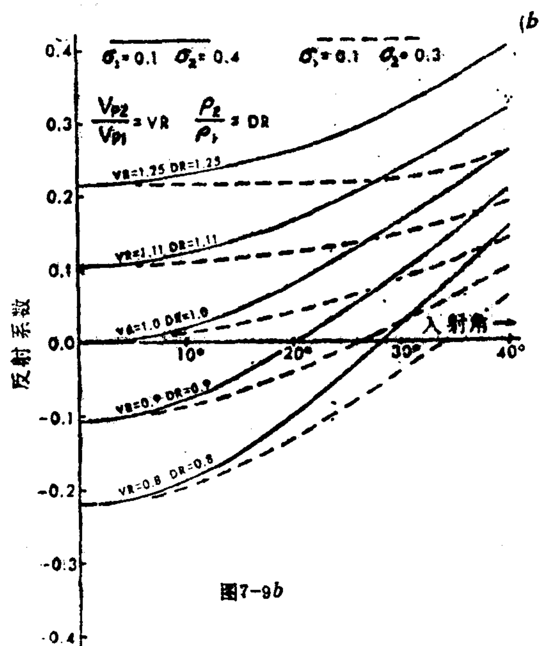


图7-9 界面反射系数——入射角变化关系
(据Ostrander, 1984)

比。当界面之上介质的泊松比（σ_1）大于下部介质的泊松比（σ_2）时，界面反射系数随入射角的增大而减小（图7-9a）；反之，当界面之上介质的泊松比小于下部介质时，反射系数随入射角的增加而增大（图7-9b）。从此看出，界面上下介质的泊松比值，对该界面的纵波

反射系数有很大影响。

含气砂岩、含油砂岩与页岩之间存在着明显的泊松比差，它可使反射系数随入射角变化。在地震剖面中，利用界面深度和炮检距资料求出CDP道集中各道的入射角，研究不同入射角时反射振幅的变化情况，便可预测地层的含油气性。

总之，AVO技术的基本原理可归纳为：地层含油气后，它与周围的泥质岩间的泊松比差增大，使CDP（或CMP）道集中不同入射角地震道的反射振幅发生变化，并呈现出一定的变化规律。如果我们不是简单地将CDP道集迭加在一起，而是详细地研究不同入射角的各道记录的振幅变化，则可检测出油气藏。

2．AVO的资料处理：在多次覆盖地震勘探中，共深度点迭加以图得到较高的信噪比。在资料处理中，振幅自动增益控制（AGC）也是经常用到的。对于AVO分析来说，这些都是不能用的。首先要在迭前进行振幅研究；其次不能用AGC。虽然适当的振幅补偿是必不可少的，否则无法得到地震时间剖面，但补偿过头又会造成振幅畸变。对此，YU（1985）提出了一种很好的处理方法。在他的处理流程中，比较强调道均衡，相关噪声，炮检距变化，以及和表层结构、形态等有关的影响因素，提出了一些消除它们影响的方法。其中最重要的是“可控振幅处理”，它即可进行适当的振幅补偿，又可较好地保留原始振幅信息。

图7-10是美国路易斯安那州滨海的两个亮点部位的AVO剖面与振幅——炮检距变化曲线，其中B、C分别代表了一个亮点。它用的是常规的相对振幅保持处理。从图7-10b可看出

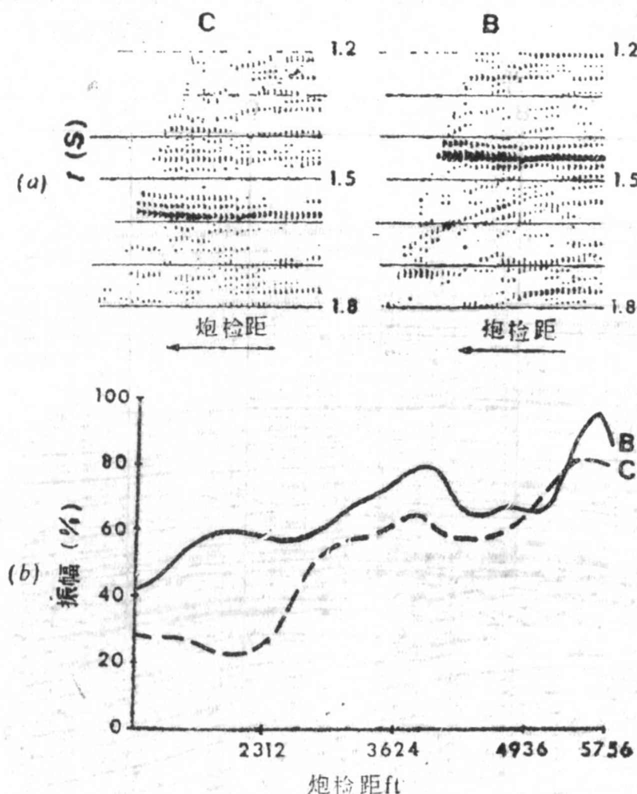


图7-10　路易斯安那滨外两个亮点的AVO剖面

（据YU，1985）

（a）B、C处的CMP道集　　（b）振幅——炮检距数字化曲线

反射振幅随炮检距而增大，但曲线摆动较大，不够稳定。图7-11是使用可控振幅处理后得到的振幅——炮检距曲线。其中B、C曲线是图7-10中B、C两点的曲线，A、D曲线是两亮点两侧的两个对比点的振幅曲线。从图7-11可看出，各条振幅曲线既保持了原有的振幅——炮检距变化特征，又消除了某些干扰因素造成的随机波动。它说明可控振幅处理确为一项很有用的方法。

3．AVO的解释与应用实例：图7-12示出油气藏各岩层与页岩间界面的振幅——炮检距

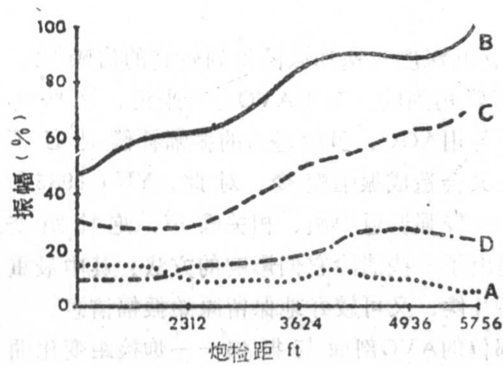


图7-11　A、B、C和D部位的振幅——炮检距曲线

（据YU，1985）

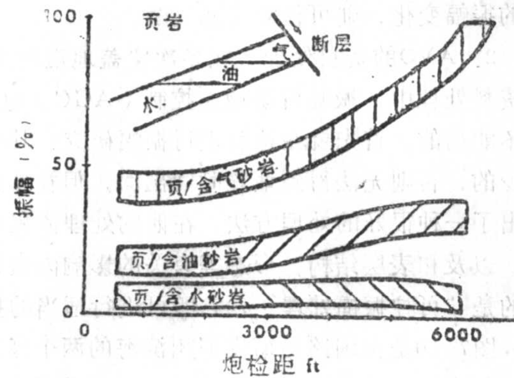


图7-12　储层模型及其AVO模式

（据YU，1985）

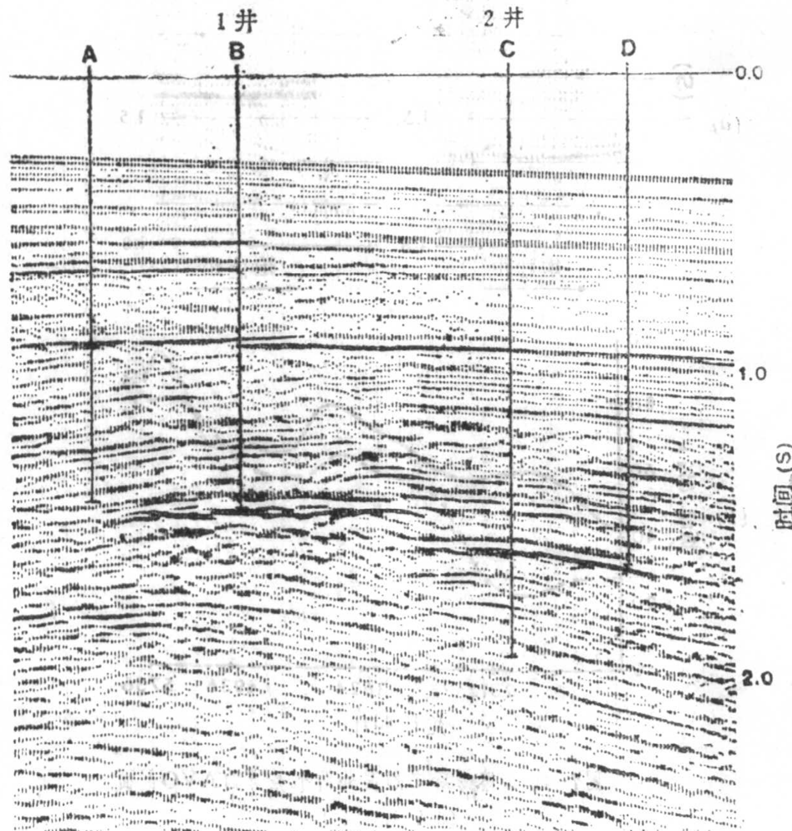


图7-13　路易斯安那滨外的一条相对振幅保持迭加剖面

（据YU，1985）

变化特征，其断块油藏模型是据图7-10的亮点而设计的。从中可看出，在页岩/含气砂岩界面上，反射振幅随炮检距增加而大幅度增加；在含油砂岩与页岩的界面上，反射振幅随炮检距的增加仅有轻微的增加；而含水砂岩与页岩的界面上，反射系数基本不随炮检距的增加而增大，而且略有下降。图7-12中的变化趋势没有用一条曲线，而是用一个变化带，其原因是岩石的速度，密度并非常数，它们也有一定的变化范围。

图7-13是图7-10，7-11AVO剖面的原始常规迭加地震剖面，其中分别标出了A、B、C、D四个AVO分析点。B、C两个亮点被一条主要断层分隔开，A点位于B亮点之左侧处，D点位于断层下降盘C亮点右侧边缘。图7-11示出这4个部位的振幅——炮检距变化曲线。

将图7-11与图7-12的模式相对比，可得出如下推论：B、C部位为气藏，D部位可能是油藏，A部位则可能是含水层。经后期在B、C亮点部位的钻井勘探证实，B、C两处均见到工业气流，而且B亮点获得比C亮点高四倍的天然气产量。这一事实进一步说明，AVO技术不仅可以预测出油气藏的部位，而且还可为油气藏产能的预测提供信息。图7-11中振幅异常较高的B亮点产量明显高于C亮点便证明了这点。从钻探结果看，B、C部位预测正确，那么D部位为油藏的预测亦差不多。

图7-14我国松辽盆地一口气井的AVO剖面。从图7-14(a)可看出气层有明显的低速异常，地震剖面上有较强的反射，图7-14(b)是该井相邻的两个CDP点的AVO显示，气层反射由箭头示出。可看出，气层反射振幅随炮检距的增加而变强，与图7-12的标准模式相比较，不难得出该层为一个含气砂岩层。

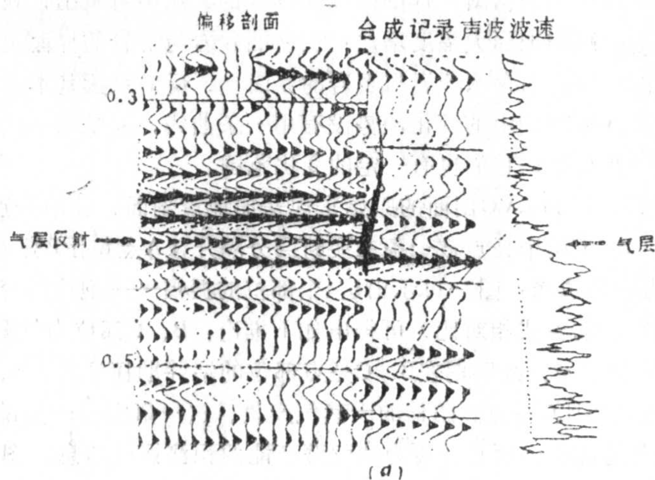
总之。AVO技术是一项十分有用、并且大有发展前途的方法。它可以在地震剖面中进行油气藏（尤其是气藏）检测。当然，AVO技术尚不够完善，有待进一步研究发展。

（二）层间速度差分析

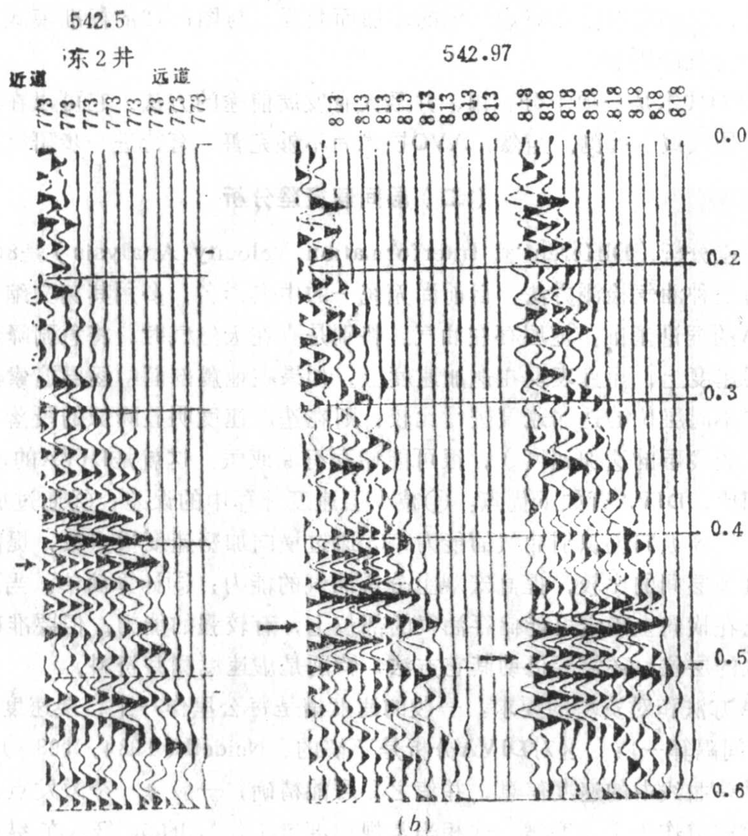
层间速度差分析（Differential Interformation Velocity Analysis）是80年代中期在美国开始使用的一种油气检测方法，目前尚无统一的中文译名，多用其英文缩写——DIVA。

1．DIVA的理论基础：地层存在油气、特别是存在天然气时，将急剧降低它的速度。它不仅表现在层速度上，而且表现在迭加速度上。如果在地震剖面中逐层追索其迭加速度的变化，并将上下不同层位的迭加速度进行比较，则在迭加速度明显降低的段落（较深层反射的迭加速度低于较浅层的迭加速度），很可能储存有油或气。这就是DIVA的理论依据。与层速度计算法相比，DIVA有如下优点：①减少层速度计算中的误差；②通过加密拾取纵向上的反射层数，提高纵向上识别油气的能力；③通过横向加密速度谱点数，提高横向分辨油气能力；④通过多层间的比较，提高宏观上分辨油气的能力；⑤计算简单。当然，DIVA法也有其弱点。它在横向上确定可能储存油气的部位上，有较强的能力。但要准确地确定纵向上可能储存油气的层位，还需要借助其它方法，特别是虚速度测井资料。

2．DIVA方法和对资料的要求：一般的速度谱是每公里作一个，层速度计算一般也是100ms以上的间隔算一层。这对DIVA分析是不够的。Neidell（1984，1987）认为，为了充分利用正常时差曲线中的速度信息，并使之尽可能精确，一般每一个激发点作一个速度谱，或者每两个地震道作一个速度谱。这相当常规速度谱工作量的50倍。在纵向上，为了将DIVA分析结果与地震剖面上的波形变化相对比，通常对地震剖面中感兴趣层段中的每个反射，都计算其迭加速度，其厚度大约是20-100ms。因此，DIVA分析的速度计算工作量远大于通常的速度计算工作量，但是在它的精度、稳定性、可靠性方面有了很大提高。当然，层段厚度也不宜过薄或过厚。过薄难以取得准确的迭加速度值，太厚则将把薄层的特征“淹没”



a.东2井油气层层位对比图



b. 东2井区AVO剖面

图7-14 松辽盆地东2井区AVO剖面

(据大庆油田研究院，1989)

在上下无关的地层特征中，无法从地震剖面中找出速度异常带。

进行DIVA分析时，首先从地震剖面中选出目的层段，并从速度谱中拾取该层段内各个反射层的迭加速度值。然后，用横座标代表各速度谱点的位置，用纵坐标代表迭加速度（向下增加），编绘各反射层的迭加速度曲线。图7-15是我国东部某近海油田油层内部一个反射层的迭加速度曲线。

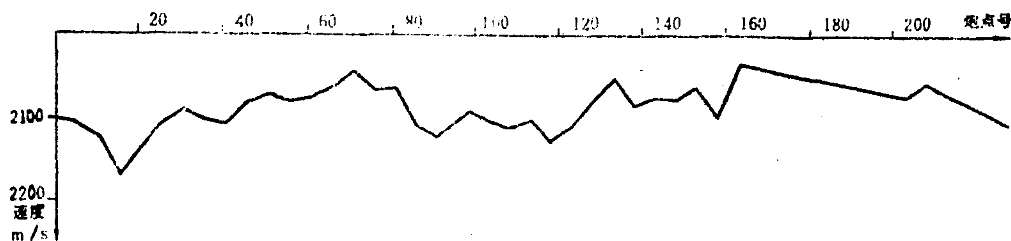


图7-15 我国东部某油田油藏内部一个反射层的迭加速度曲线

（据陈开远等，1989）

这步工作完成后，将各反射层迭加速度曲线依一定次序两两成对地画在一起进行比较，如第1层比第2层、第1层比第3层、第1层比第4层……；直至第n-1层比第n层为止。之所以进行多层次之间的比，目的是从统计中发现规律。凡是深层速度曲线向浅层曲线靠近、甚至超出于浅层曲线之上处，都意味着该地段有低速异常存在。当多层次比较都出现这个异常时，则可能与油气的赋存有关。因此，这些曲线的作用实际上类似于一条条横放的孔隙度测井曲线。图7-16为我国东部某油田东营组油藏的一对DIVA曲线。

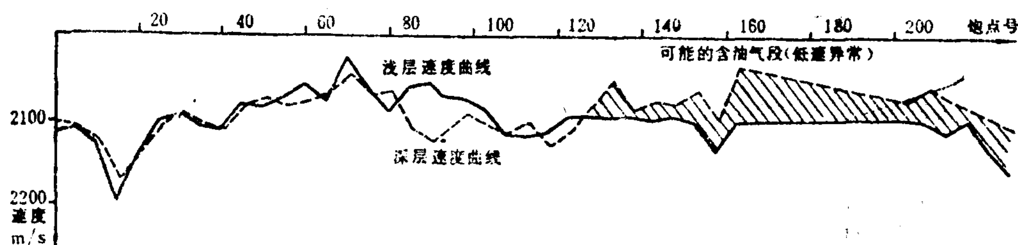


图7-16 我国东部某油田的一条DIVA曲线

（据陈开远等，1989）

在编制DIVA曲线中，要特别注意在速度谱中选取合理的迭加速度值。在选值中，不一定非要选择最大能量团的峰值，而是要考虑整个速度场中的速度变化趋势（梯度）。因为如果有上下两个相邻反射，上层反射相干性好，下层反射相干性不好，则下层反射的能量团将向上层峰值所处方向靠拢，从而歪曲了它的真实位置。

图7-17是美国得克萨斯一条地震侧线的DIVA剖面。地震剖面中，从上到下有5个反射层，分别编为1～5号。图中用竖线将可能的低速异常带分隔开，并根据异常的类型(或级别)标以不同的花纹。斜线者表示与一个顶面层有关的多个曲线对上均有显示的异常段；十字花纹表示该异常分别出现于与某个底面层有关的曲线对中；水平线则表示该异常段既跨过多个顶面层，也在多个底面层的曲线上有显示。上述各种花纹，均表示出不同的地质含义。斜线段是最好的异常段，它说明在这个顶面层之下很可能有低速异常区 而且很可能是较大的异常

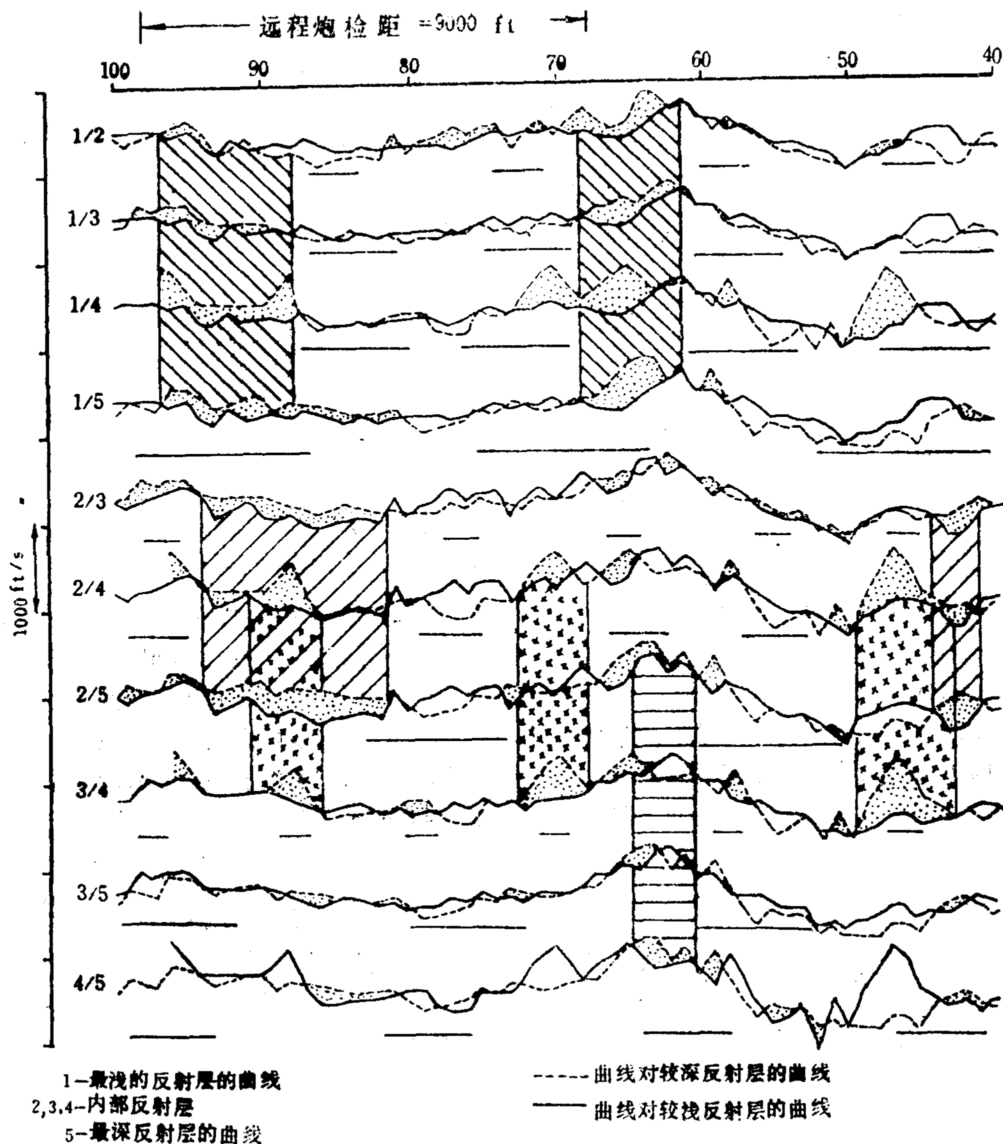


图7-17 美国得克萨斯的一条DIVA剖面

（据Neidell，1987）

区；而那些水平线表示的异常可能有某些不确定因素混入。要指出的是，任何时刻都不能根据仅在一条曲线上出现的局部异常来确定含油气区。

DIVA应该配合波阻抗剖面使用。即使低速异常带已被查明，但在孔隙发育带或含油气问题上，仍有一定的多解性。详细地解释波阻抗剖面，可较好地排除孔隙度、岩性等因素的干扰。

3．DIVA的应用实例：N.S.Neidell等人在美国得克萨斯州的一块土地上用DIVA方法进行油气检测，下面介绍其中的一个勘探实例。

这项研究定名为“戴利计划”（Project Dilley）。它自1981年开始执行，在近1620公顷

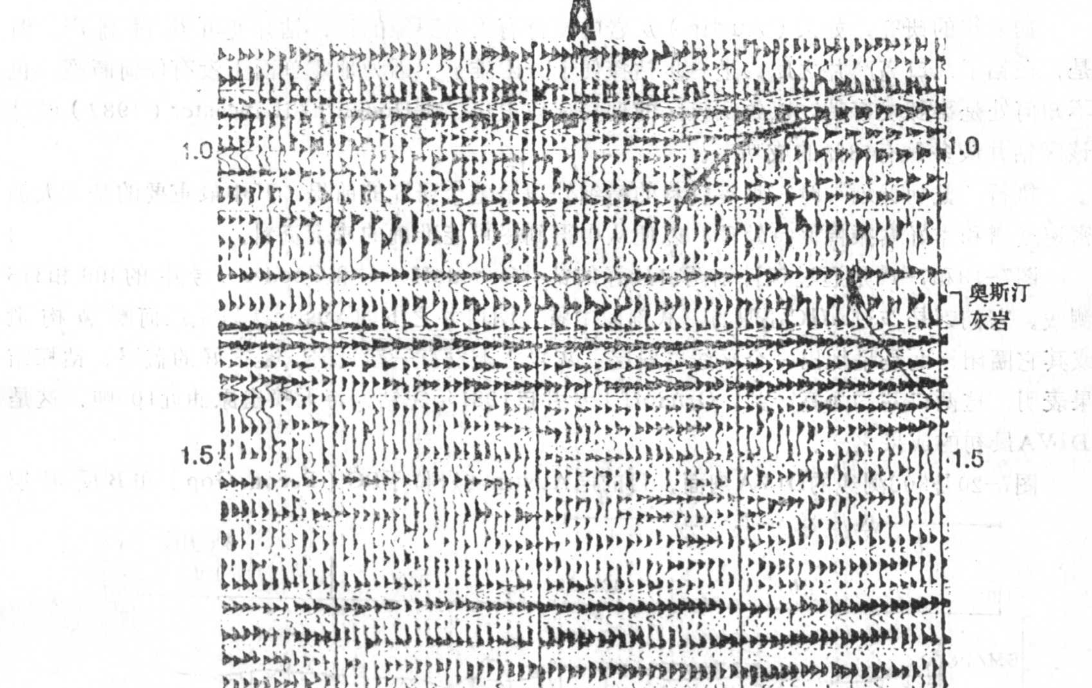


图7-18　315测线的AGC剖面

（据Neidell，1987）

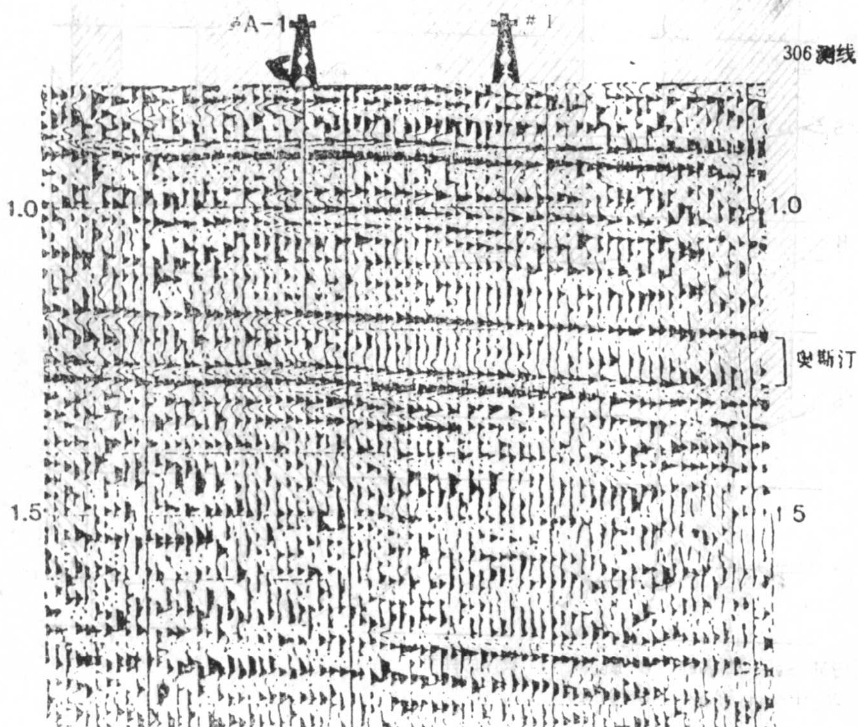


图7-19　306测线的AGC剖面

的面积上钻了10口平均井深为2134m的井，勘探目的层是奥斯汀（Austin）组灰岩，研究目的是用DIVA配合波阻抗剖面直接预测其中的孔隙发育和含油气情况（Neidell，1985）。

据以往的研究，如果（Austin）灰岩中发育有天然裂隙的话，钻井便可获得高产。但是，在钻了几口高产井之后，进一步钻探便十分困难了，因为地震剖面上没有任何断裂，也不知何处是裂隙发育带，以致使该区的勘探成效很小。据Hodelith和Lancaster（1982）统计该区钻井最多只有18%的成功率。

执行“戴利计划”时，地震资料的精细处理是整个研究的前提，其中最重要的是大大加密速度谱和作好真振幅保持处理，以便从中得到尽可能准确的速度资料。

图7-18和7-19是通过该计划两口最好的钻井Ornadoff-1号和GoodA-1号井的306和315测线。它们都是作过AGC处理的，从剖面中看，两口井之下的Austin灰岩无任何断裂构造或其它圈闭，而是呈现出一个平缓单斜层。灰岩之上发育一套页岩，是很好的盖层。钻探结果表明，这两口井均为高产井，Orndoff 1号井自1981年完钻，每天喷出原油近100吨，这是DIVA最初的成果之一。

图7-20是306测线的DIVA剖面，目的层Austin灰岩位于PG（Pecon Gop）和B反射层

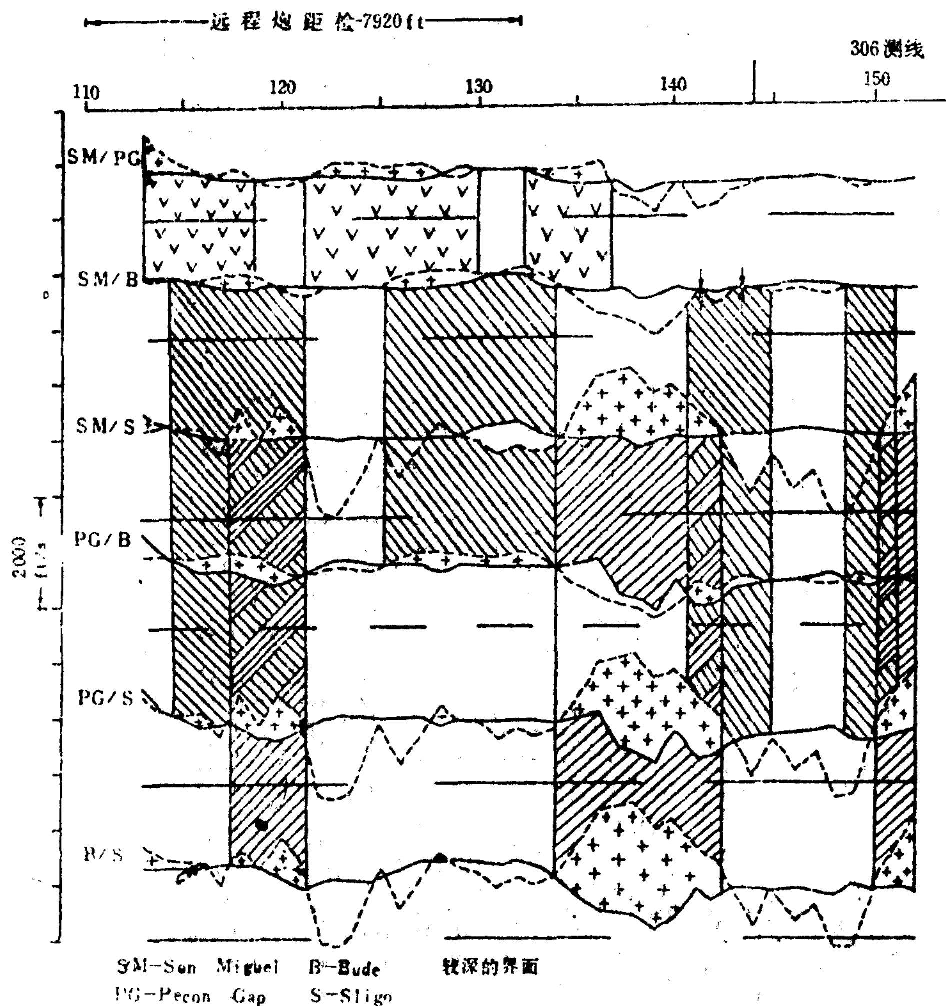


图7-20 306测线的DIVA剖面

（据Neidell，1987）

（Buda）之间。在GoodA-1井的位置（115 sp）非常清楚地显示出一个包括Austin灰岩在内的明显异常段（图左第一个右斜条纹加重区）。以往的经验表明，在这种沉积环境中，速度降低超过122m/s，便是气存在的有力证据。从图7-20可看出这个异常已高达 300m/s。钻探结果表明，这口井的油气比高于Orndoff1号井，证实了钻前预测。从彩色波阻抗剖面上，可准确定出这个异常的位置（1、2s）。在这个剖面上同时可以看到Austin灰岩在GoodA-1井处速度变低（白色）的现象。它进一步证实了图7-20的DIVA剖面提供的异常区（左侧右斜条纹区）。

图7-21示出Austin灰岩在不同阶段的勘探成效，图左第一个直方图是最初的几块明显有

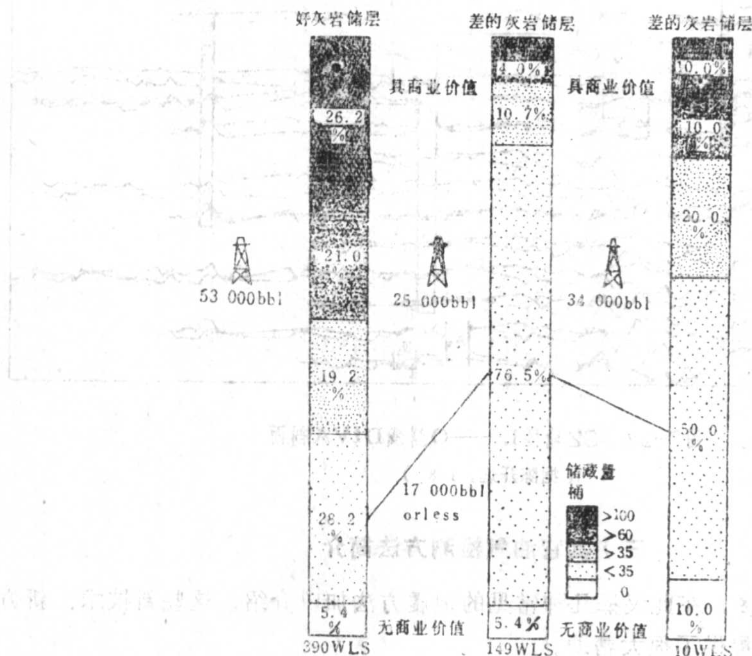


图7-21　DIVA方法的勘探成效统计

利灰岩（好白垩）区的钻探成效，中间和后边两个直方图则在无明显构造地区（硬白垩区）的情况。图中左、中两个柱子是过去打井的成功率，右侧为利用DIVA法后的钻井成功率。由图看出，DIVA方法使硬白垩区的油气勘探的成功率得到提高。

图7-22是我国某海湾油田的一条DIVA剖面。该区目的层段可分为A、B、C、D、E、F、G和H共八个反射层，其中A、B反射层仅局部地发育于剖面左侧。图7-22中用竖线框出DIVA异常区，每条DIVA曲线对均以实线表示较浅反射速度曲线，虚线表示较深反射速度曲线。DIVA异常分为3级，用罗马数字表示。Ⅰ级最好，Ⅲ级最差。罗马数字下的角标为该级异常的顺序号。从图7-22可看出，钻在Ⅰ级异常区有BX、E、F、G及L五口井，其中G、L两井处异常幅度相对较小。钻探证实，虽获高产油气流，但比BX与F井低，它们均钻在较高的DIVA异常区，这说明DIVA异常与油气产能有着较密切的关系。在DIVA分析基础上，提出了一口探边井——X井。

总之，DIVA法是一项行之有效的油气检测方法。它为岩性和地层型油气藏的勘探提供了很好的成功实例，值得推广。

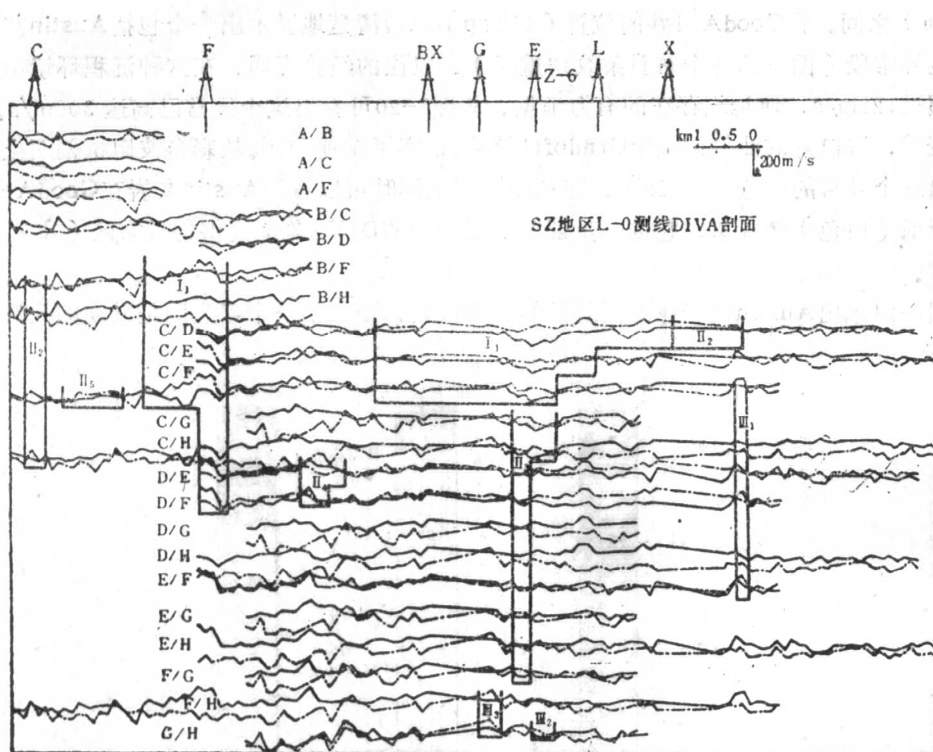


图7-22　SZ地区L——O测线DIVA剖面

（据陈开远，1989）

（三）其它油气检测方法简介

油气检测的方法很多，在此仅择几种常见的地震方法加以介绍。这些新技术、新方法确为油气检测的成功实现提供了很大帮助。

1．合成声波测井剖面法：合成声波测井的分辨率比常规地震剖面高，它可用于钻井——地震对比，追踪某些厚度不大的目的层分布。下面以济阳坳陷永安镇地区永68-1井油气藏范围预测为例说明。

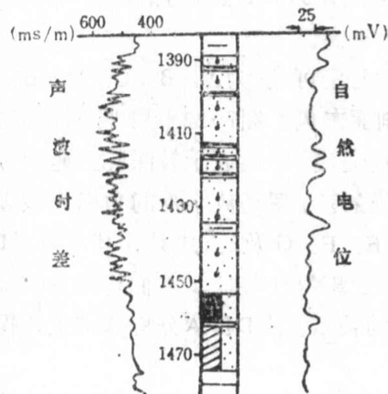


图7-23　永68-1井综合录井图

永68-1井是一口高产气井，图7-23是其综合录井图，钻开气层57.1m油层32.2m，从测井曲线看，气层有明显的降速（515μs±）比油层（490μs）和泥岩（450μs）都低，属于砂岩，用速度参数可以检测油气藏。图7-23是一条合成声波测井剖面，可看到油气界面在1450m左右，油水界面在1490m左右，后经试采，数据基本正确，可见该剖面的分辨率较高。永68-1井油藏分布往西约200m，往东约400m，永68-2井处无气层，但可能有油层（用“三瞬”剖面同时进行预测，其结论相同）。两周后68-2井完钻，证实了上述预测，气层消

失，仅有9m油层（图7-24）。

与117.6测线相垂直的636测线合成声波测井剖面（图7-25）则显示了永68-1井油藏在南北方向的变化情况：往南约200m消失，往北气层逐渐变薄且下倾，这已经为永68-3井（位于永68-1井北250m处，正采油）所证实，该井气层顶深1400m，气层厚32m。

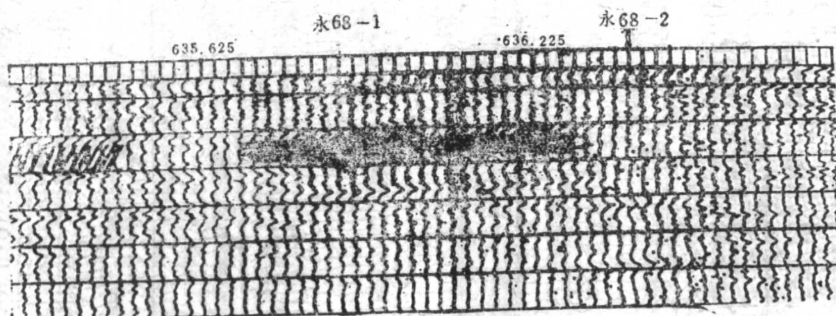


图7-24　117.6测线合成声波测井剖面

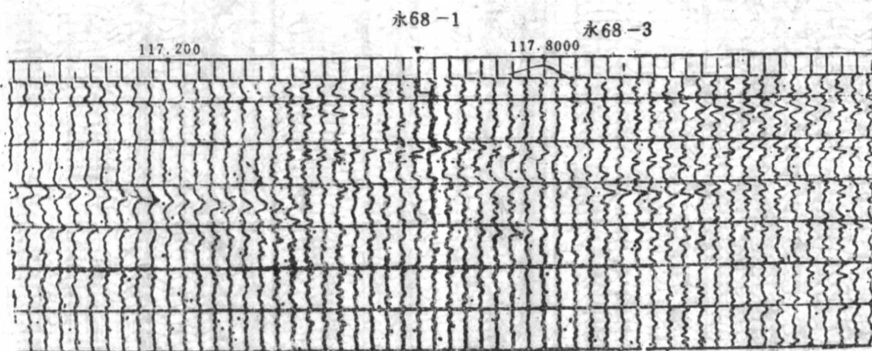


图7-25　636测线合成声波测井剖面

总之，合成测井技术给我们提供了一种高分辨率速度资料，利用它可以详细研究地层变化和油气层展布。

2．纵、横波联合寻找油气藏：在解决了某些技术性问题（如震源、检波器等）之后，横波地震勘探已进入实用阶段，理论计算和实验研究均表明，孔隙内流体的性质对纵波速度的影响比横波大，如表7-3所示，同一种砂岩，含油、含水与干燥（含气）时各有不同的纵波速度，而横波速度则大体相同。更有意义的是，含水岩层的纵波速度高于含气岩层，横波速度则正好相反，含气岩层高于含水和含油岩层。这是因为横波在液体中无法传播的缘故。通过综合测定储集层的纵波速度和横波速度，利用V_p/V_s比值可以预测其含气性(表7-3)。一般气层的V_p/V_s比最小，油层居中，而水层最高。另外，近年来的实验室和测井研究都揭示出岩石类型与V_p/V_s值有一定关系。Picket（1981）的实验表明，灰岩的V_p/V_s比为1.9，白云岩1.8，砂岩1.6～1.75。

目前在实际勘探中，常用纵、横波两种时间剖面对比确定气层，如前所述，一个含气藏在纵波剖面上，有亮点显示(速度异常)。如图7-26是一条纵波剖面，其中有一振幅异常——亮点，而在相应的横波剖面（图7-27）上则无任何异常，说明该亮点很可能是一个气藏。

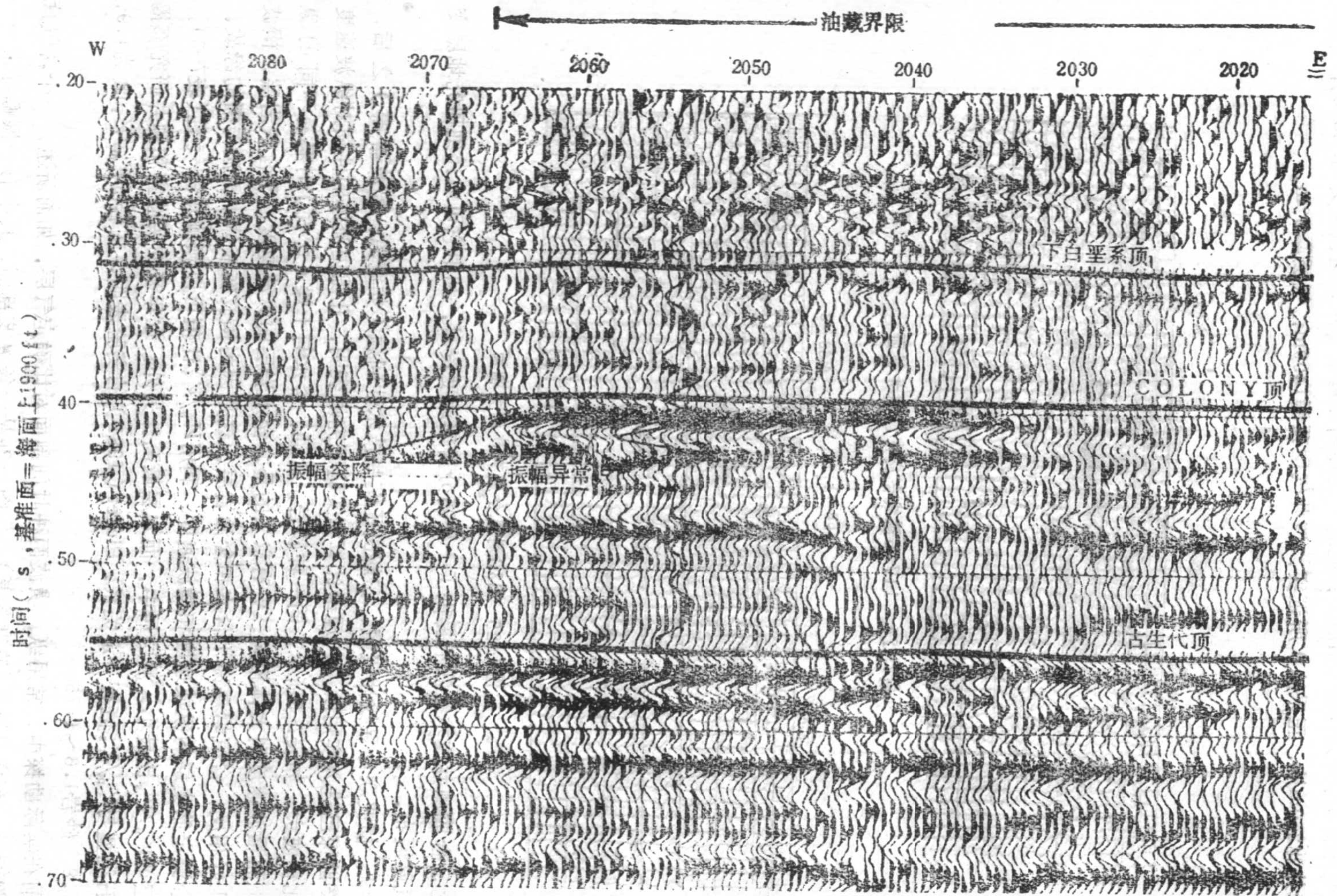


图7-26 油田纵波地震资料的局部放大，显示了与油气有关的HCI
（据Ensley，1985）

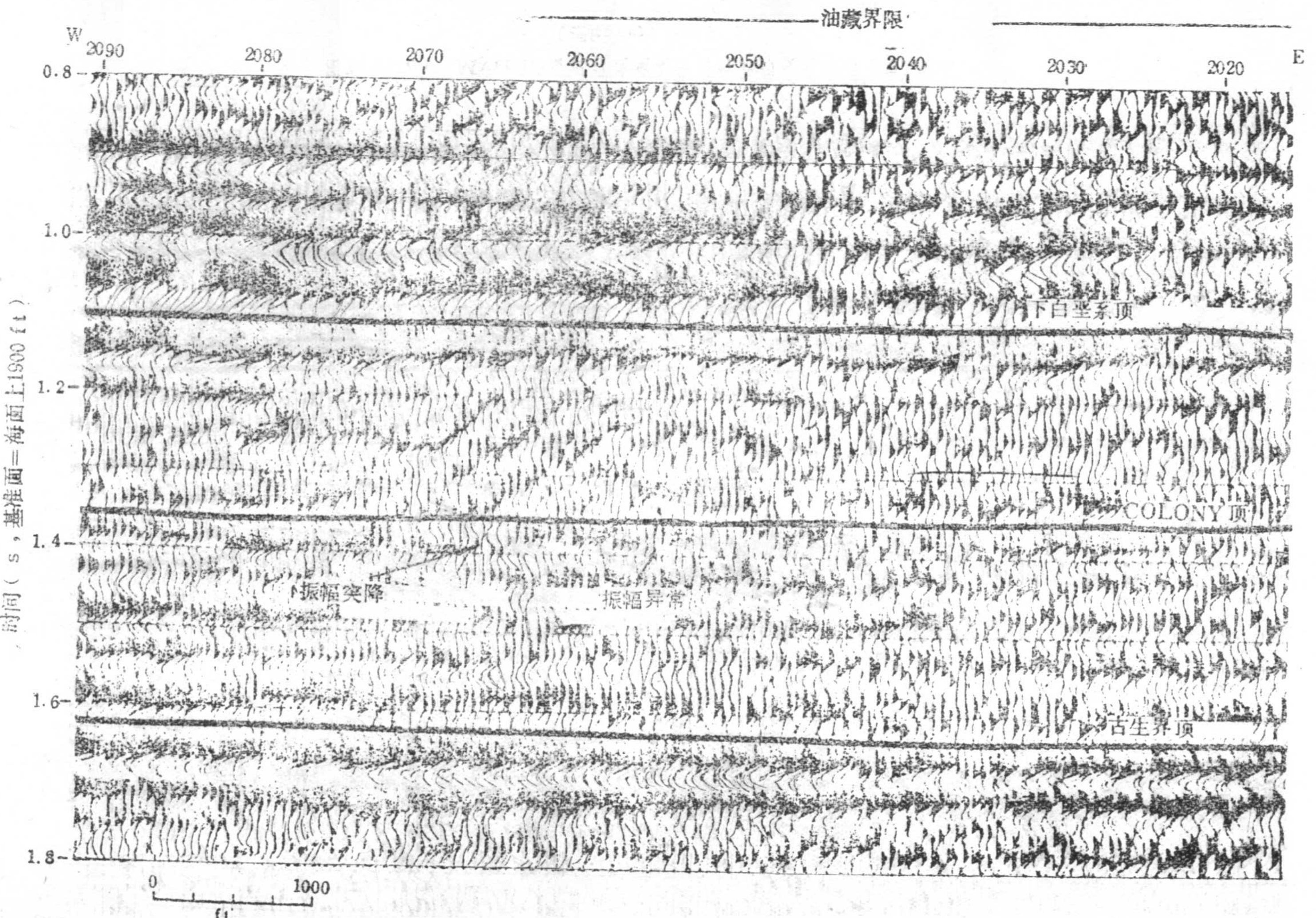


图7-27nr　yMam油田的横波地震的局部放大没有与油气有关的HCI反映

（据Ensley，1985）

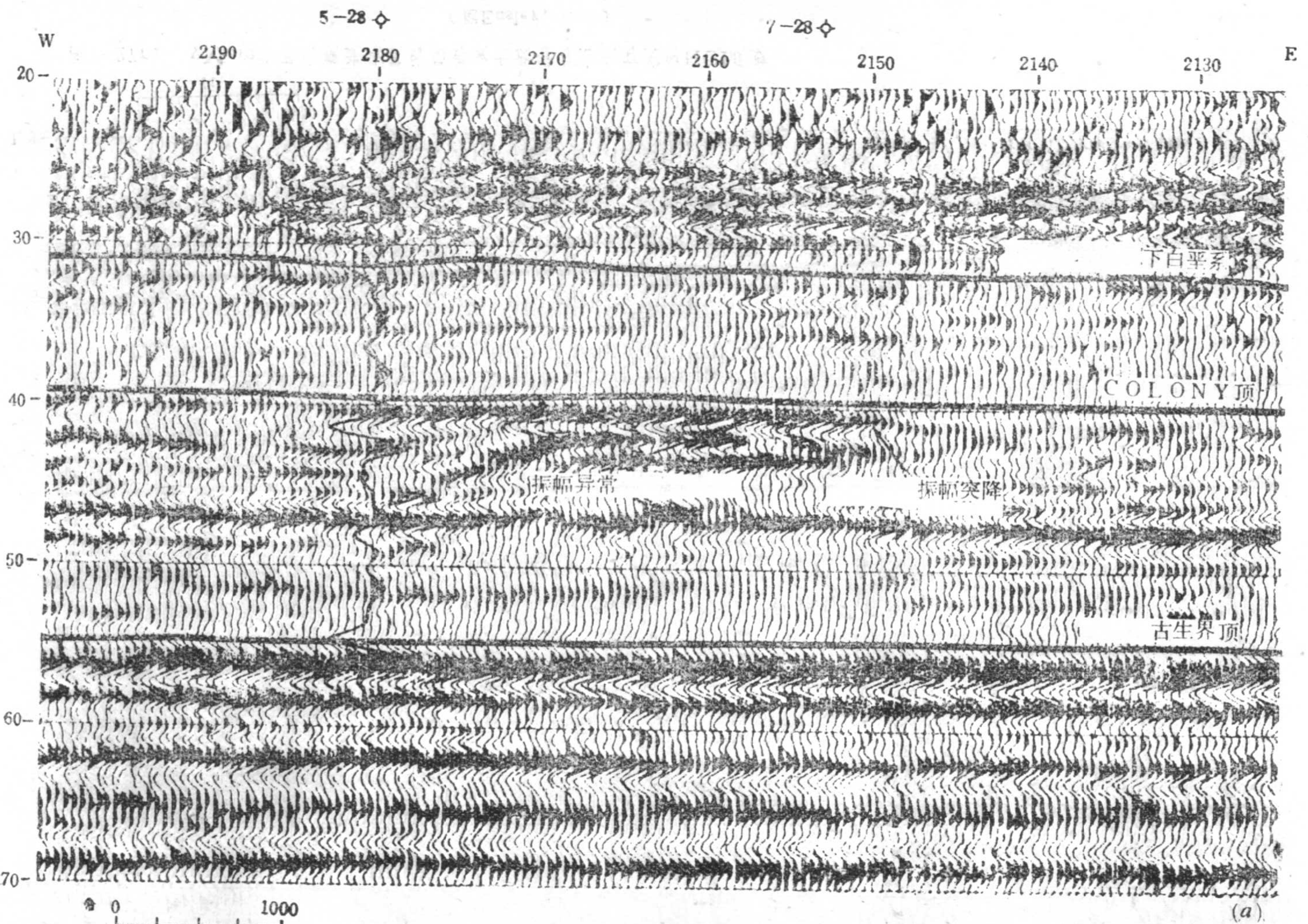


图7-28(*a*)　Myrnam油田纵波地震资料的局部放大显示了假HCI

（据Ensley，1985）

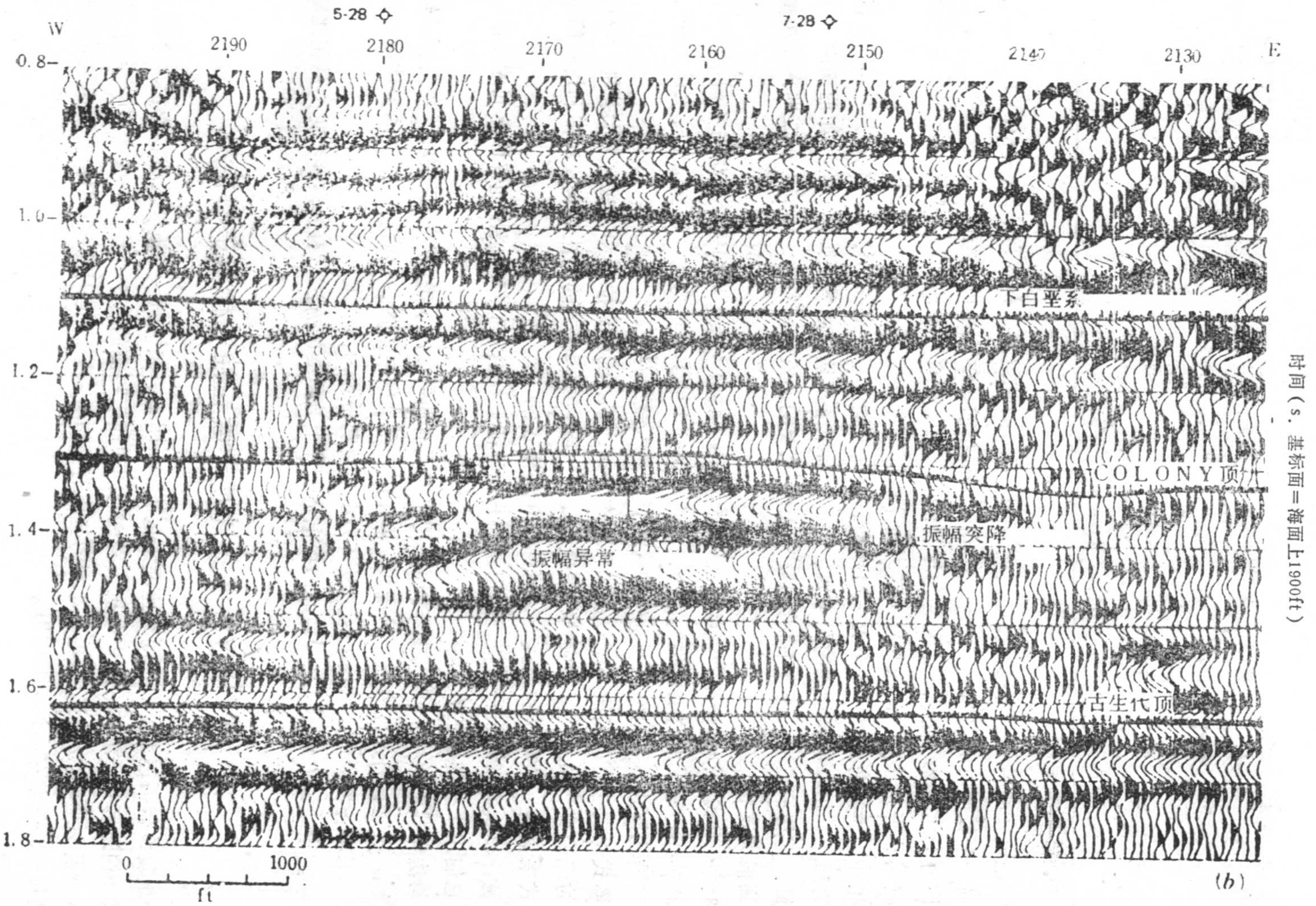


图7-28(*b*)　Mynam油田横波地震资料的局部放大显示了假HCI

（据Ensley，1985）

表7-3　围压5000b/in² 下实验室确定的几种砂岩的速度

（据Ensley，1985）

岩石（砂岩）	孔隙度 %	渗透率 md	V_p（ft/s） 2N盐水	煤油	干燥	V_s（ft/s） 2N盐水	煤油	干燥	V_p/V_s 2N盐水	煤油	干燥
Boise	25.0	1400	11500	11300	10900	6500	6700	6900	1.77	1.69	1.58
Bandera	20.0	3.5	11600	12000	11350	6800	7500	7500	1.71	1.60	1.51
Berea	20.5	250	13500	13400	13200	7800	8300	8350	1.73	1.61	1.58
Torpedo	19.8	6	12700	12800	12600	7700	8250	8350	1.65	1.55	1.51
St.Peter	18.6	130	15200*	15100	14500	9050*	9400	9200	1.68*	1.61	1.57

*孔隙流体——蒸馏水

图7-28是该区的另一个情况相反的实例，在纵波（图7-28(*a*)）和横波（图7-28(*b*)）剖面都可看到一个较明显的振幅异常——“亮点”。根据前面的论述可以推断，这是一个假亮点，它不是由于地层含气而造成，而是由于岩性等其它条件突变造成的高速异常。后经钻井和合成声波测井研究证实，该振幅异常实为一个煤层。

此外，横波勘探的另一个重要用途是它可提供横波速度（V_s）。取得纵波速度和横波速度之后，利用弹性参数间的关系式，可以全面地求出地层的各项弹性参数，如泊松比、弹性模量、剪切模量等。其中泊松比是一个十分重要的油气检测参数。因此，横波勘探近几年已得到很大发展。

3．用模式识别法检测油气藏：80年代，Bois（1981）等人根据岩性变化与油气的存在会引起某些地震反射特征变化的理论，用数理统计中的群分析方法，建立已知油气藏的统计模式或结构模式，并用它来判别未知区，预测油气藏的存在。

模式识别法有两大类：统计模式和结构模式。二者的理论原理和方法有很大差别。统计模式的理论原理和方法都已成熟，理论也比较严密。结构模式的方法则是逐次地利用一简单的模式来描述一个复杂的模式，又可称为句法模式。

统计模式通常是统计分析地震记录的波形特征，找出它们与地层含油气性之间的关系，再将它们用于未知区的预测中。

句法模式（结构模式）的基本原理是研究现有油气藏的地震反射响应结构，找出各种结构参数，研究它们各自的统计学特征，再作出一系列的散点图。然后将未知区的各结构参数编图，求出各参数重心的权距离，以其大小来判别是否为油气藏。

除上述几种方法外，三维地震勘探也是一种十分重要的方法，有关内容参见文献在此从略。

三、地震波传播速度参数在油气检测中的作用

地震波传播速度（以下简称速度）是地震地层学研究中的一个重要参数，它贯穿于资料处理、构造解释、岩相古地貌分析、岩性判别和油气检测的各个环节。一些动力学参数，如振幅、频率、极性、相位等也和速度的变化有密切关系。因此，有必要归纳一下速度在油气检测和在油气勘探成效中的作用。

（一）关于储油層层速度的几点结论

第五章已详细讨论了层速度在岩性、沉积、构造等方面的应用，其基本原理亦可应用于

油气检测中，在此不准备过多论述，仅列出通过大量勘探实践和实验模拟研究而得出的几点结论（钱绍新，1983）。

1. 无论岩性、构造、沉积环境如何，地层中含油之后总比含水者速度低，这是最基本的一条结论，也是DIVA方法的理论基础（图7-5）。

2. 两种以上液体或气体的混合物的速度接近其组成成分的最低速度，如油气混合物的层速度与纯气层的层速度相似（见图5-3、5-4）。

3. 具有坚硬骨架的岩石的层速度与骨架的层速度相似。在固结良好的岩层中，孔隙流体类型和组成的变化对整体速度的影响不大，图7-5中3条反射系数曲线随深度增加而逐渐靠近，亦说明含不同流体岩层间反射系数随深度增加而逐渐减小。因此，建立在振幅及速度异常基础上的某些方法（如亮点，简单的HCI等），对于埋藏较深的老地层的油气检测效用不大。

4. 对于气—液混合相来说，部分含气会产生与全部为气类似的效应。从图5-3、5-4可看出有时这种效应比全部含气还要强一些。于是从理论上解释了某些亮点仅含有很少量气的原因。

5. 高压岩层的层速度未必就低，欠压实的高压储层层速度一般具有异常低的速度，而过压实（或充分压实后）的高压储集层则可能具有异常高的层速度。

6. 上隆的储层可能具有与新的埋藏深度相适应的速度，而不是具有比正常速度高的速度。

（二）砂泥岩系的速度特征

在砂泥岩系中，速度是一项很重要的岩性预预测参数，人们常习惯于编制某些岩性指数量板或曲线来利用层速度预测砂岩百分比，其方法虽多种多样，但有一条很少变，即砂岩速度应高于泥岩，而速度值低于最高值（被认为是纯砂岩）的幅度大小正比于泥质含量的多少，但在另一方面，近十几年来发展的亮点技术、油气检测技术等曾使石油地球物探界繁荣昌盛的新方法，又是建立在砂岩速度低于泥岩，充满油气后更加小于泥岩这一理论基础之上的，这些似乎又与速度——岩性转换中常用的法则相互矛盾。同时在研究工作中，还常发现在相当一部分地区，砂泥岩的层速度很接近，用它们编制一个砂泥岩截然分开的岩性指数量板十分困难。诸如此类问题甚多，那么砂岩速度到底是高于泥岩，还是低于泥岩，还是与泥岩相同呢？这是一个与油气勘探实践密切相关的问题。上述3类情况（岩性预测、常规油气检测和特殊的岩性预测），哪个对呢？我们认为它们都是正确的、都反映了某一特定条件下的速度特征。Anstey在1981年曾作过一张很好的速度图解。他明确提出砂岩速度可从低于泥岩到高于泥岩变化，具体的变化情况取决于砂岩的孔隙度等因素。图7-29示出泥/砂岩间的反射系数可从−0.07增大到0.17。从表7-1可看出，沉积岩的密度变化很小，主要变化的是速度。对此，Neidell（1985）作过较全面的总结。他提出砂岩可按速度特征分为3类，它们在垂向上位于不同的深度，因此又可称为3个砂岩带。它们的速度特征为：

1. 第一类：砂岩速度低于泥岩，它一般是比较年轻的、未固结的岩层，孔隙度较大(15—40%）。一类砂岩的发育深度一般不超过3500m，发育的层位通常是第四系到上中新统。Neidell曾在侏罗系中见过第一类砂岩，这或许是由于孔隙度较大的原因。我国东部某些油田的渐新统油层也属于第一类砂岩。从图7-29可看出，当孔隙度较发育时，即使埋藏较深，由于孔隙内流体的影响，也会造成砂岩速度低于泥岩速度的现象。

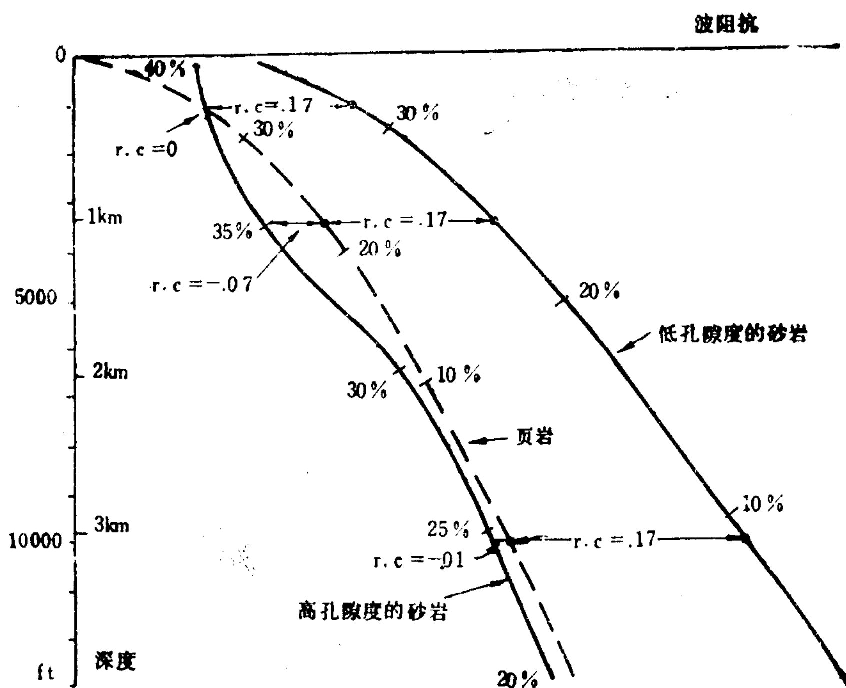


图7-29 砂、泥岩的波阻抗曲线

（据Anstey，1981）

2．第二类：砂岩速度与泥岩相似，在较浅的埋藏条件下，这类砂岩的速度可能低于泥岩；埋深较大时，它又可能高于泥岩；或者说孔隙发育时，砂岩速度低于泥岩；孔隙度小时，则反之等等。这类砂岩与泥岩的速度差很小，利用速度参数无法将砂岩与泥岩分开。这种情况多发育于中新世以后的地层中。总之，这类砂岩的许多特征均介于第一类和第三类砂岩之间。

3．第三类：砂岩速度高于泥岩，它的发育层位较老，一般老于下中新统。这类砂岩固结坚硬，孔隙度较低。它的速度比泥岩高，即使充满气，这类砂岩通常也比泥岩速度高。

（三）三类砂岩的勘探特征

这三类砂岩的划分主要根据它们与泥岩间相对速度的高低，它们的发育深度与沉积环境、物源供应等有关。下面综合论述这三类砂岩与油气勘探有关的某些特征。

1．测井特征：图7-30示出三种砂岩的波阻抗曲线与电阻率曲线。一类砂岩具有明显的低波阻抗、高视电阻率和低电位特征；三类砂岩为明显的高波阻抗和高视电阻率，自然电位常为负异常；第二类砂岩在波阻抗特征上介于前两者之间。即无明显的高值，也无明显的低值。因此它的鉴别与研究常常是很困难的。

2．地震反射特征：第一类砂岩常以强振幅出现，它的反射强度随含油气数量而增大。因此，这种砂岩油藏会形成"亮点"；三类砂岩虽也是强振幅，但它含油气后，反射不是增强，而是减弱。因此它多为暗点反射。介于前两者之间的二类砂岩，则与泥岩无多大区别，既无亮点、也无暗点。图7-31示出三类砂岩的典型反射特征。

3．油气层的速度异常：第一类砂岩含气时可产生高达1219m/s的速度异常，含油时异常

为152—274m/s，含水时也差不多，但有时可高达762m/s，这主要是由于图7-5所示的水层中含少量气泡而造成大幅度降速效应，即Domenico效应。这类砂岩的速度异常的大小主要与孔隙度有关。在第二类砂岩中，无论何种流体，无论多大孔隙度，速度异常一般不超过183m/s。第三类砂岩含气时的速度异常可高达914m/s，含水和含油时速度异常很小，通常为122—183m/s。

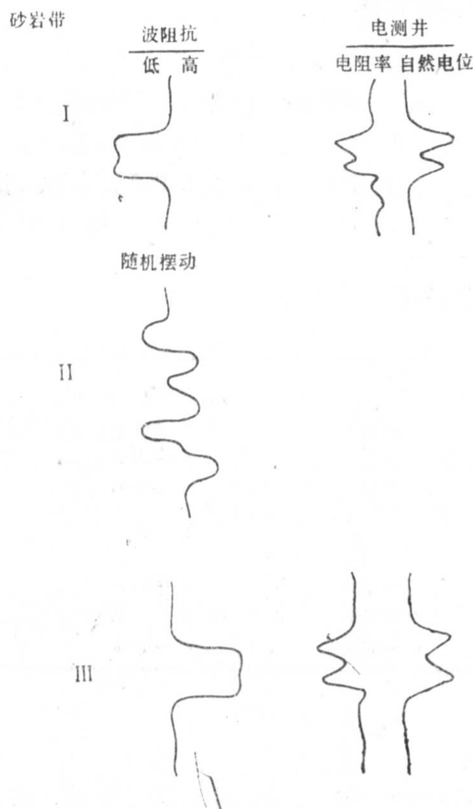


图7-30 三类砂岩的波阻抗与电阻率特征
（据Neidell，1987）

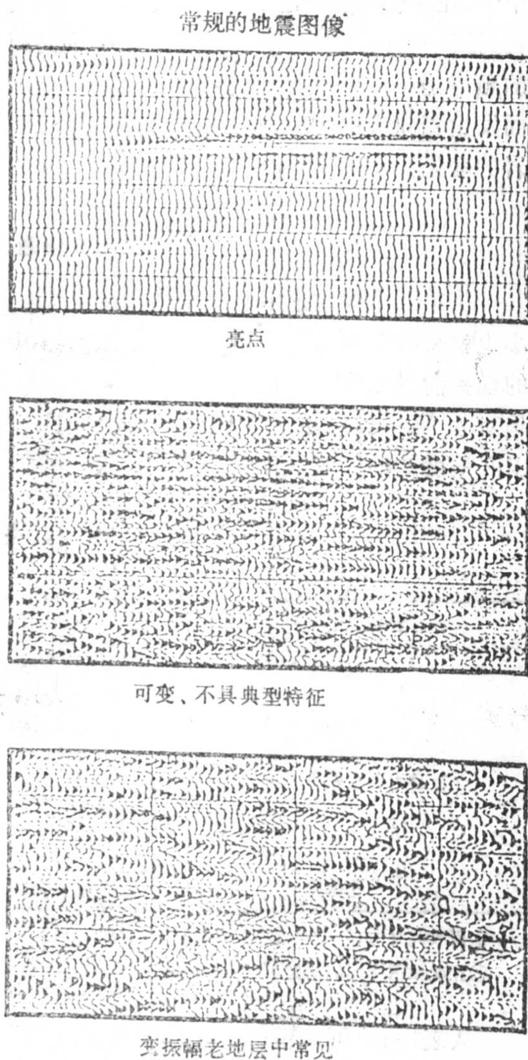


图7-31 三类砂岩的地震反射特征
（据Neidell，1987）

4．发育深度：对不同的地区来讲，这三种砂岩的绝对发育深度可能是不同的，但它们的相对发育深度是不变的。总是第二类位于第一类之下，第三类位于第二类之下（图7-32）。由于地层的相变，可能会缺失某类砂岩，如在图7-32的A-A′线左侧钻井便可看到完整的三

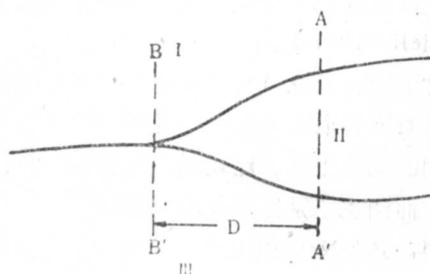


图7-32 三类砂岩发育与横向变化D——相变距离

个带。在A-A′和B-B′之间则可看到发育不完整的第二带，如在B-B′线左侧位置钻井，则仅能看到第一和第三两个带。A-A′和B-B′间的距离是第二带的相变距离。无论缺失与否，三个带的顺序是绝不会变的，很多地区第二类砂岩带不发育，其它两类也会受沉积环境等因素影响而发生侧向变化。Neidell曾在3km范围内看到过从第一类砂岩到第二类砂岩最后到第三类砂岩的变化。

（四）速度异常与勘探风险

从第五章的讨论中已经看到，速度参数是决定勘探成功与否的重要参数。速度异常的大小也就直接影响油气检测的成功率或勘探风险。表7-4示出Neidell对各种砂岩与碳酸岩作出的勘探前景和风险。正如表中注解所提示的，这些数据是信噪比的函数，资料很差的地区是绝对达不到表7-4的成功率的。因此我们不是看中它的绝对数值，而应从其相对大小来判断工区地层的勘探前景。

表7-4 勘探前景与风险系数

（据Neidell，1987）

砂岩储层类型	一　类	二　类	三　类
气	80～90%	25%	80～90%
油	70～80%①	25%	50～60%②
孔隙度	85～95%	25%	74～80%
碳酸岩、裂隙页岩	**浅　层**	**中　层**	**深　层**
气	80～90	80～90%	70～85%
油	50～60%	40～50%	困　难
孔隙度	60～70%	50～60%	40～50%

①原表此处有误，79%改为70%——作者注

②深度和信噪比的函数

从表7-4中可以看出，在碳酸盐岩中寻找气藏是比较容易的，检测油藏则比较难，尤其是在深层（＞4267m），几乎就不可能。图7-33把碳酸盐岩或页岩裂隙油气藏检测的可能性作了一个汇总。在碳酸盐中，油气勘探还有一个难处，就是油气赋存的位置很不固定，如在一个生物礁中，油气藏可能在礁前；可能在礁后；可能在礁上部；也可能在下部，它的发育位置取决于孔隙发育位置。由于地下水的改造和本身岩性等因素的复杂多变，使得礁块中孔隙度的发育也是多变的。因此Neidell总结了一条勘探原则：仅在能预测到孔隙度的地方打井（Neidell，1987）。

对于砂岩来说，气层也是比较容易勘探的（表7-4），但在第二类砂岩中则无论油或气勘探的难度都很大，而第一类和第三类砂岩中便相对容易多了。图7-34示出砂页岩层系中油气检测的难易程度。比较图7-34和表7-4可以看出，在砂岩中孔隙度检测也是介于油和气之间的，而油层总是比气层难以捉摸。

图7-35是Neidell的另一个图解，它示出在目前情况下，速度异常的大小与可检测程度的关系。从中示可看出第二类砂岩的勘探难度，它的速度异常不超过183m/s，因此，勘探成功率也不会高于50%。

砂岩的三分学说，对我们了解砂泥岩地层的速度特征很有意义，它可减少很多盲目性，

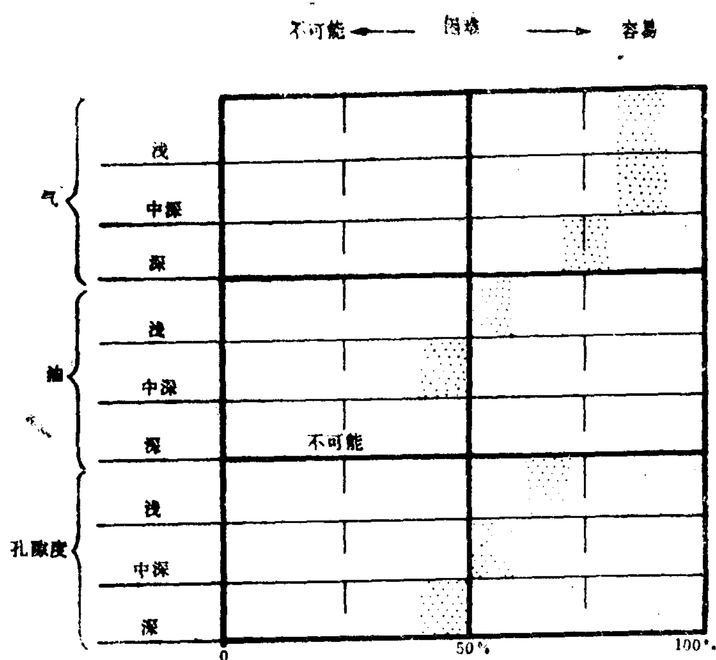


图7-33 碳酸盐岩/页岩环境中油气检测的可能性
（据Neidell，1987）

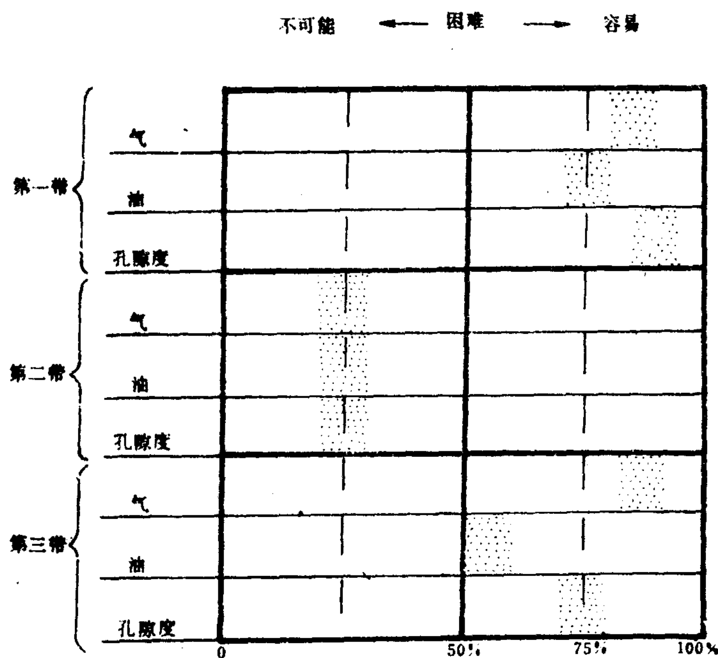


图7-34 砂岩/页岩环境中油气检测的可能性
（据Nelaell，1987）

表7-5是一个砂岩勘探特征表，它把前面所述特征作了高度的归纳。

表7-5　砂岩勘探图表

（据Neidell，1987）

勘探风险	地质特征	地震鉴别特征	气层的速度差	油水层区别	超压页岩的作用	钻井地震相互关系	薄层效应
第Ⅰ带 目前比较容易控制其勘探成功率	未固结的碎屑岩，通常不会晚于中新世，可能发育于较大的深度	砂岩的波阻抗比泥岩低。	砂岩可能小于页岩762m/s，少量的气可能具有十分夸大的效应（Domenico效应）。	因为油的速度较低，所以会产生150～213m/s的速度差，因此可以区别开油/水层	反射系数减小一在常规显示剖面上，砂岩将不太明显	测井（速度/密度测井）合成记录与地震有45%的相关性，通常比电阻率曲线合成记录高。地震速度高于测井速度	速度差减小——并不能反映实际情况
第Ⅱ带 风险较大，目前需要大量的钻井控制	迅速过渡，可能缺失或厚达2740m通常发育于中新世到始新世，可能会非常迅速地横向变化	在顶部砂岩波阻抗大多低于泥岩，在底部大多是高的	速度差小于183m/s，气层存在作用也不大	不可能	不清楚？ 情况也同它本身一样混乱	测井（速度/密度）合成地震与地震不相关，这时电阻率是最好的合成地震记录所用的测井曲线	增加复杂性——情况是混乱的
第Ⅲ带 目前已比较容易控制其勘探成功率	已固结的碎屑岩，通常老于早中新世，在较古老油区，也可能从地表开始发育并向下延伸	砂岩——明显的高波阻抗	含气时砂岩会产生610～915m/s的速度差，速度异常的大小与含气量和孔隙度有很好的相关性，不会见到Domenico效应	61～92m/s的速度差，在浅层或资料比较好的条件下鉴别它们是可能的。成因机制似乎非常不同的	反射系数增加，在常规显示剖面上比较容易发现砂岩	测井（速度/密度）合成地震记录与地震有45%的相关性，通常比电阻率合成记录好，地震速度低于测井速度	速度差减小——并不能反映实际情况
碳酸盐岩勘探		必须寻找孔隙发育区，储层总是具有比泥岩高的速度					

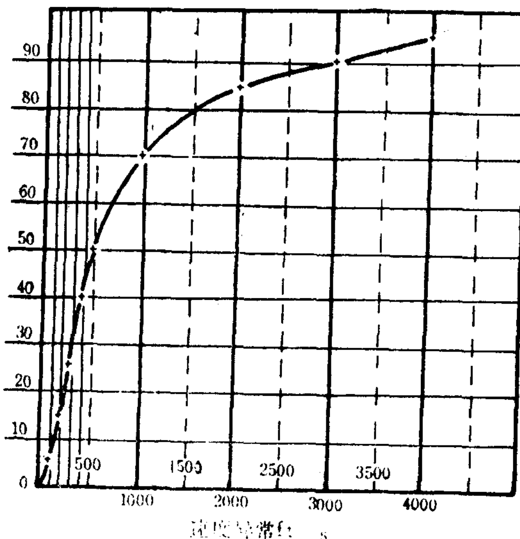


图7-35　速度异常大小与地震检测的可能性

（据Nelaell，1987）

（五）砂岩速度分带与AVO

AVO自80年代初问世以来，发展很快。在早期的研究中，大都涉及到前述第一类砂岩。这类砂岩的页岩/含气砂岩界面以亮点为特征，它的AVO特征则是反射振幅随炮检距增加而增大。近两年来，许多人已发现不同砂岩带的AVO特征也不同。

含气砂岩的泊松比通常小于页岩，要想描述含气砂岩顶界面的AVO特征，应参见图7-9A。从图7-9A可看出，当VR<1，即$VP_2<VP_1$，也就是页岩速度大于含气砂岩速度时，反射振幅（或反射系数的绝对值）随入射角（或炮检距）增大而增加。这

就是第一类砂岩的AVO特征。

从图7-9A还可以导出第二类和第三类砂岩的AVO特征。图中最上面的一条反射系数曲线即为第三类砂岩的反射系数曲线。从中可看出，它的反射系数绝对值并不是随炮检距的增加而增大，而是减小。因此，第三类砂岩的AVO特征是反射振幅随炮检距增加而减弱。

图7-9A中间的那几条曲线便为第二类砂岩的反射系数——入射角曲线。这类砂岩的零炮检距反射系数接近于零，而后随炮检距增大反射系数减小。如果零炮检距反射系数大于零，当炮检距增大时，反射系数会逐渐降低为负值。因此，第二类砂岩的AVO特征中，最典型的就是它可能有极性变化发生。虽然AVO剖面中的这种极性变化并不是很容易看到，但它毕竟为最难于对付的第二类砂岩的油气检测提供了一线希望。如果它的零炮检距反射系数等于或小于零，那么它的AVO特征将类似于第一类砂岩，即振幅随炮检距而增大，只是反射强度比第一类砂岩弱。

图7-36概略地示出了三种不同类型砂岩的反射系数——入射角变化曲线，从中可以导出

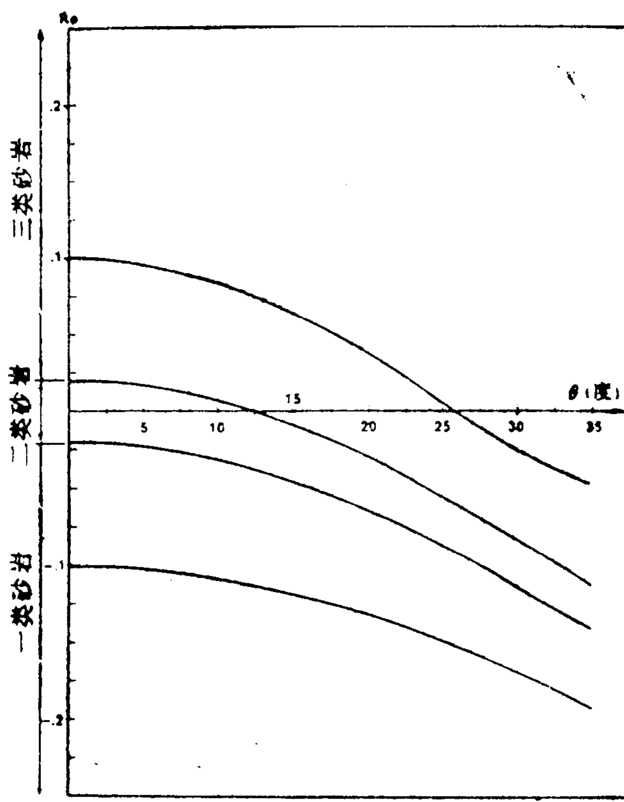


图7-36 三类砂岩的反射系数曲线

它们的AVO特征。从上述论述可知，AVO技术对于第二类、第三类砂岩的油气检测效果比“亮点”和HCI法好，至少可以在理论上找到独特的特征。

主 要 参 考 文 献

王良全，1984，常规地震剖面上的亮点。石油地球物理勘探，第5期。

王槐基，1981，火成岩的地震反射特征。石油地球物理勘探，第5期。

北京大学、南京大学、上海大学、兰州大学、杭州大学、西北大学和中山大学地理系合编，1978，地貌学。人民教育出版社。

长春地质学院、成都地质学院、武汉地质学院合编，1980，地震勘探——原理和方法。地质出版社。

牟永光，1981，地震勘探的数字处理方法。石油工业出版社。

任明达、王乃梁，1981，现代沉积环境概论。科学出版社。

许绍陵，1981，DP凹陷PC砂岩体的研究。石油地球物理勘探，第1期。

刘雯林、田玉清，1982，应用层速度解释岩性的限制。石油地球物理勘探，第1期。

刘雯林，1985，一个典型气层的地震特征分析。石油地球物理勘探。

吴崇筠，1986，湖盆砂体类型。沉积学报，第4卷，第4期。

何樵登，1986，地震勘探原理和方法。地质出版社。

陈开远、侯启军、孙玉秋，1990，SZ地区地震油气检测。石油地球物理勘探，第25卷，第4期。

陈开远、马前贵，1987，声波测井与地震勘探层速度间的误差及其地质因素。中国地质大学校庆35周年论文集，中国地质大学出版社。

陆基孟等，1982，地震勘探原理。石油工业出版社。

周长祥，1983，岩性指数量板的研究现状和应用。石油地球物理勘探，第5期。

胡庆、郭永玲，1987，四川盆地西部地区地震地层学研究。石油物探，第26卷，第4期，第16～29页。

秦政，1987，石油地球物理勘探(下册)。石油工业出版社。

徐怀大、陆伟文，王世凤、万静萍，1983，渤海湾地区下第三系沉积体系及找油方向，地质学报，第57卷，第3期。

徐怀大、胡震中，1979，地震地层学在黄骅坳陷中的初步应用。石油物探，第3期。

徐怀大，1986，地震地层学在沉积学研究中的意义。地球科学，第11卷，第1期。

徐怀大，1981，地震地层学在石油普查勘探中的研究和应用。石油实验地质，第3卷，第1期。

钱绍新，1983，油气层速度计算方法的研究。石油地球物理勘探，第20卷，第1期。

殷八斤，1985，碳氢检测方法的改进及其效果。石油地球物理勘探，第20卷，第1期。

姜锡江，1987，渤海湾盆地下第三系砂岩体的反射特征及含油条件。石油地球物理勘探，第22卷，第1期。

彭景诚，1982，瞬时速度的一种算法——逐层拟合法。石油物探，第4期。

童增祥等，1985，应用模糊数学方法自动整理地震速度谱。石油地球物理勘探，第20卷，第4期。

樊林虎，1983，用层速度计算泥岩比值的方法。石油物探，第22卷，第2期，

瞿杰，1984，冲积扇的地震反射特征及沉积模式。石油地球物理勘探，第3期。

Brown，L. F. & Fisher，W. L.，1980，曾洪流等译，1988，地震地层学解释与石油勘探。石油工业出版社。

Graul，M. et al，1985，谢剑鸣译，1987，地震岩性学。石油工业出版社。

Hilterman，F. et al，1980，许云，赵静宜译，1984，地质家应用地球物理学。石油工业出版社。

Hubral，P. & T. Krey，1980，吴律译，1987，根据地震反射波旅行时测定计算层速度。石油工业出版社。

Lindseth，R. O.，1982，俞寿朋译，1985，合成声波测井和地层圈闭。石油工业出版社。

Meissner，R. & L. Stegena，1977，吴晖译，1982，实用地震勘探技术。地质出版社。

Martinez，R. D.，1987，陈开远译，1989，墨西哥湾地震资料的地层压力预测。国外油气勘探，第1卷，第5期。

Andrew，J. A.，1980，The art and science of interpreting stratigraphy from seismic data，Strat. Seis.

Amgeleri, G. P. , R. Carpi, 1982, Porosity prediction from seismic data. Geophysical Prospecting. V. 30, No.5.

Anstey, N. A., 1977, Seismic interpretation of the physical aspects, IHRDC.

Anstey, N. A., 1980, Seismic exploration for sandstone reservoirs IHRDC.

Anstey, N. A., 1982, Simple seismics for the petroleum geologis', the reservoir engineer, the well—log analyst, the processing technician and the man in the field, IHRDC.

Athy, L. F., 1930, Density, porosity and compaction of sedimentary rocks, AAPG. Bull., V. 14, N.1 P. 1—24.

Berg, O. R. 1982, Seismic Detection and Evaluation of Delta and Turbidite Sequences: Their Application to Exploration for the Suble Trap. A. A. P. G., V. 66. N.9.

Berg, O. R and D. G. Woolverton(ed.), 1985, Seismic stratigraphy II: An integrated approach to hydrocarbon exploration, A. A. P. G. , Memoir 39.

Bilgeri, D. and E. B. Adememo, 1982, Predicting Abnormally Pressured Sedimentary Rocks, Geophysical Prospecting. V. 30, N.5.

Bouma, A. H., W. R. Normark, N. E. Barnes, eds. 1985, Submarine fans and related turbidite systems. New York, Springer-Verlag.

Brown, L. F. Jr. W. L. Fisher. 1980, Seismic stratigraphic Interpretation and petroleum Exploration. A. A. P. G: Continuing Education Course Note Series N.16.

Brown L. F. et al. 1979, Principles of seismic stratigraphic interpretation, IHRDC.

Brown, A., 1982, Structural interpretation from seismic sections, 52nd annual meeting SEG.

Brown, A.; R.M.Wright; K.D.Burkart; W.L.Abriel; 1983; In teractive seismic mapping of net producible gas sand in the Gulf of Mexico, 53rd annual international SEG meeting.

Brown, A.; R. M. Wright; K. D. Burkart; W. L. Abriel; R. G. McBeath ; 1984, Tuning effects, lithologic effects and depositional effects, the seismic response of gas reservoirs, 46th annual meeting of the European Association of Exploration Geophysicists.

Brown, A., 1986, In terpretation of three-dimentional seismic data; A. A. P. G. Memoir, 42.

Christensen, N. T. et al. 1985, The influence of porepressure and confining pressure on dynamic elastic properties of Berea Sandstone. Geophysics, V. 50, N. 2.

Cordier, J. P. 1985, Velocities in Reflection Seismology, D. Reidel. Pub. Co.

Curtis, M. P.; R. D. Martinez; S. Possato; M. Saito; 1983, 3—dimentional seismic attrabutes contribute to the stratigraphic interpretation of the Pampo Oil Field, Brazil, 53rd annual SEG meeting.

Davis, T.L., 1972, Velocity Variations around Leduc reefs, Alberta. Geophysics, V.37, N.4.

Davis, R, A. Jr., 1983, Depositional systems——A genetic approach to sedimentary geology.

Delaplanche, J., 1980, Seismic reflection applied to sedimentology. CGG.

Dilay, A. J.; 1982, Direct Hydrocarbon indicators lead to Canadian gas find, World Oil, V. 195 N. 5.

Dobrin, M. B., 1976, Introduction to geophysical propecting, N. Y. Mo Graw—flill.

Domenico, S. N., 1977, Elastic properties of unconsolidated porous sand reservoirs, Geophysics, V. 42, N. 7.

Domenico, S. N., 1984, Rock lithology and porosity determination from shear and compressional wave velocity, Geophysics. V. 49, N. 8.

Ensley, R. A., 1984, Comparison of P-and—S-wave seismic data: A new method for detecting gas reservoirs. Geophysics, N. 49.

Ensley, R. A., 1985, Evaluation of direct hydrocarbon indicators through comparison of compressional and shear-wave seismic data, Geophyics, V. 50, N. 1.



Fitch, A. A., 1979, Developments in geoohysical exploration methosd—1. Applied Science Pub, London.

Fontaine, J. M., R. Cussey; J. Lacaze; R. Lanaud; L. Yapaudjian; 1987, Seismic interpretation of carbonate depositional environments, A. A. P. G., V. 71, N. 3, pp.281—297.

Gallowey, W. E.; D. K. Hobday, 1983, Terrigenous clastic depositional systems, applications to petroleum, coal, and uranium exploration. Springer-verlag.

Gardner, G. H. F.; L. W. Gardner and A. R. Gregory, 1974, Formation velocity and density; The diagnostic basics for stratigraphic traps, Geophysics, V. 39, N. 6.

Laing, W. E., et al, 1973, Lithology and direct detection of hydrocarbons using geophysical methods, Geophysical Society of Houston.

Gerhardstein, A. C.; A. Brown, 1982, Interactive interpretation of seismic data, 52nd annual international SEG meeting. SEG.

Guidish, T. M. et al, 1984, Relationship between eustatic sea level changes and basement subsidence. A; A; P. G., Bull. V. 68. N.2.p. 164—177.

Haq, B. U.; J. Hardonbol; P. R.Vail; 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic; Science; V.235, p. 1156—1166.

Hajnai, Z.; I. T. Serada, 1981, Maximum uncertainty of interval velocity estimates. Geophysics, V, 46, N. 11.

Halbouty, M. T.(ed.), 1982, The Deliberate search for the subtle trap, A.A.P. G. Memoir 32.

Jain, K.C., DeFigueiredo R. J. P.,(ed).,1982; Concepts and techniques in oil and gas exploration, SEG.

Kallweit, R.S.and L.C.Wood; 1982; The limits of resolution of zero-phase wavelets; Geophysics, V.47, N.7, p. 1035—1046.

Kerr, R.A., 1987, Refining and defending the Vail sea level curve, Science, V. 235, p. 1141—1142.

Kolla, V.; F.Comes, 1987, Morphology, internal struture, seismic stratigraphy, and sedimentation of Indus fan, A.A.P.G.V.71, N.6, p.650—677

Lindseth, R.O., 1979, Synthetic sonic logs——a process for stratigraphic intertation, Geophysics.V.44, N.1.p.3—26.

Martinez, R.D., 1985, Deterministic estimation of porosity and formation pressure from seismic data, 55th annual SEG meeting.

Martinez, R.D., J.D.Schroeder and G.A.King, 1987, Formation pressure prediction using seismic data form the Gulf of Mexico, Offshore Technology Conference 19th annual meeting.

Mchargue, T.R., 1986, Internal geometry, seismic facies, and petroleum potential of canyons and inner fan channels of the Indus submarine fan, A.A.P.G.V.70, N.2, p.161—180.

McQuillin, R.; M.Bacon; W.Barclay; 1986, 2nd ed, An introduction to seismic interpretation, reflection seismics in petroleum exploration

Miall, A.D., 1986, Enstatic sea level changes interpreted from seismic stratigraphy; A critigue of the methodology with particular reference to the North Sea Jurassic record.A.A.P. G.Bull V.70, N.2, p.131—137.

Middleton, M.F.; 1984, Seismic geohistory analysis—A case history from the Canning Basin Western Australia; Geophysics, V.49.N.4.p.333—343.

Naess, O.E.and L.Bruland, 1981, Velocity analysis using itarative stacking. Geophysical Prospecting, V.29.N.1.

Neidell, N.S.et al., 1983, The convolutional model.

Neidell, N. S. et al, 1984, In Stratigraphloration—im—prove prospect picks with moveout

velocity analysis, World Oil, V.198, N.1.

Neidell, N.S.and J.H. Beard, 1984, Progress in stratigraphic seismic exploration and the definition of reservoirs, JOT.V, 36, N.5.

Neidell, N.S., 1984, Stratigraphic modeling and interpretation: geophysical principles and techniques, education course note series, N.13.A.A.P.G.,

Neidell, N.S.: 1986, Amplitude variation with offset; Geophysics: the leading edge of exploration; March, p.47—49.

Nelson, Jr., H.R.; F.J.Hilterman; G.H.F.Gardner; 1981; Introcuction to interactive 3D interpretation; Oil & Gas Journal, Oct.5, OGJ REPORT.p.106—139.

Parkinson, N., C.Summerhayes; 1985, Synchronous global sequence boundaries, A.A.P. G., V.69.N.5, p.685—687.

Payton, C. E.(ed.), 1977, Seismic stratigraphy—applications to hydrocarbon exploration: A. A. P.G., Memoir 26.

Robinson, E.A., 1983, Seismic velocity analysis and the convolutional model, IHRDC.

Roksandic, M.M., 1978, Seismic facies analysis concepts.Geophysical Prospecting.

Rubby, W.W.and M.K.Hubbert, 1959, Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, II.Geol.Soc. Am. Bull., V.70, p.167—206.

Ryder, R.T., M. W. Lee, G. N. Smith; 1981, Seismic models of sandstone stratigraphic traps in Rocky Mountain basins, Hotchkiss, Inc.Denver, Colorado.

Schultz, 1982, A method for direct estimation of interval velocities, Geophysics, V. 47, N 12.

Sheriff, R. E., 1973, Encyclopedic dictionary of exploration geophysics, SEG,

Sheriff, R. E., 1978, A first course in geophysical exploration and interpretation, IHRDC.

Sheriff, Robert.E., 1982, Seismic stratigraphy.

Simson, S. F., Nelson, Jr. H. R.: 1985; Seismic stratigraphy moves towards interactive analysis, World Oil, December, 1984, p. 55-58, World Oil, March, 1985, p. 95—98; World Oil, April, 1985, p. 93—96.

Sinvhal and K. Knattri, 1983, Application of seismic reflection data to discriminate subsurface lithostratigraphy, Geophysics, V48, N.11.

Tatham, R.H., 1982, Vp/Vs and lithology, Geophysics, V.47.N.3.

Vail, P.R., J.Hardenbol, R.G.Todd; 1984, Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy, A. A. P. G., memoir36, p. 129—144.

Watkins, J.S., L.A. Walters and R.H.Godson, 1972, Dependence of in-situ compressional-wave velocity on porosity in unsaturated rocks.Geophysics, V.37, N.1.

Wason, C.B., J.L.Black; 1984; Seismic modeling and inversion, Proceeding of the IEEE, V.72.N.10.

Xu Huaida, 1986, New ideas from seismic stratigraphic and sedimentologic studies of Paleogene Sediments of the east coast region of China. Seismic Stratigraphy I, CCOP.p.25—61.

Xu Huaida, Lu Weiwen, Wang Shifeng, Wan Jinping, 1987, Paleogene sedimentary system and oil prospect in Bohai area, in Proceeding of the symposium on Mesozoic and Cenozoic geology, China, p.849—861,

